

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**  
**FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA**  
**DEPARTAMENTO DE ANÁLISIS GEOGRÁFICO REGIONAL Y**  
**GEOGRAFÍA FÍSICA**



**TESIS DOCTORAL**

**Los paisajes naturales de la comarca de Los Montes-Campo de  
Calatrava**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

José Luis García Rayego

DIRIGIDA POR

Julio Muñoz Jiménez

**Madrid, 2002**

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID  
FACULTAD DE GEOGRAFIA E HISTORIA  
DEPARTAMENTO DE ANALISIS GEOGRAFICO REGIONAL Y GEOGRAFIA FISICA

***Los paisajes naturales de la  
Comarca de Los Montes-Campo de Calatrava***  
Tomo I

Tesis doctoral que presenta para  
la obtención del Grado de Doctor  
D. JOSÉ LUIS GARCÍA RAYEGO bajo la  
dirección del DR. D. JULIO MUÑOZ JIMÉNEZ

Mayo de 1993

---

## **INDICE**

---

## INDICE

2

## I. INTRODUCCION

1. ENCUADRE, DELIMITACIÓN Y JUSTIFICACIÓN DEL TERRITORIO ESTUDIADO.....	12
2. OBJETIVOS Y MÉTODOS .....	18

## II. EL RELIEVE

1. EL SOPORTE GEOLÓGICO.....	24
1.1. LOS ESTUDIOS GEOLÓGICOS.....	24
1.2. LOS MATERIALES .....	27
1.2.1. El Precámbrico.....	28
1.2.2. El Cámbrico.....	30
1.2.3. El Ordovícico.....	32
1.2.4. El Silúrico.....	37
1.2.5. El Devónico.....	38
1.2.6. El Carbonífero.....	39
1.2.7. Las rocas graníticas.....	40
1.2.8. El Terciario: Plioceno.....	40
1.2.9. Las rocas volcánicas.....	42
1.2.10. Las rañas.....	45
1.2.11. Los depósitos de ladera.....	45
1.2.12. Las costras.....	46
1.2.13. Los depósitos aluviales.....	47
1.3. LAS ESTRUCTURAS.....	48
1.4. HISTORIA GEOLÓGICA .....	53
2. LOS ESTUDIOS GEOMORFOLÓGICOS.....	55
3. LA ORGANIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL TERRITORIO Y LA EVOLUCIÓN DE SU RELIEVE .....	61
3.1. LAS MORFOESTRUCTURAS.....	62
3.1.1. <i>Los Montes</i> .....	65
3.1.1.1. Sierras de Navalpino.....	65
3.1.1.2. Depresión anticlinal de Arroba-Navalpino.....	67
3.1.1.3. Sierras de Arroba.....	68



3.1.1.4. Sierras de Cantos Negros-Los Ancares.....	71
3.1.1.5. Sierras y Serrezuelas de Herrera del Duque.....	74
3.1.1.6. Macizo de Solanazo-Valronquillo.....	77
3.1.1.7. Cuenca sinclinal del Guadiana.....	85
3.1.1.8. Depresión anticlinal de Agudo.....	89
3.1.1.9. Sierras de Valdemanco del Esteras.....	92
3.1.1.10. Depresión anticlinal del Esteras.....	94
3.1.1.11. Sierras de Siruela-La Osa-El Picado.....	97
3.1.1.12. Sierras de Saceruela.....	98
3.1.1.13. Macizo de Canalizos-Navacerrada.....	99
3.1.1.14. Sierras de Cabezarados-Luciana.....	106
3.1.1.15. Depresión anticlinal de Aberójar.....	109
3.1.1.16. Conclusiones del sector de los Montes.....	111
3.1.2. <i>El Campo de Calatrava</i> .....	114
3.1.2.1. Sierras de Porzuna-Fernancaballero.....	115
3.1.2.2. Cubeta de Piedrabuena.....	117
3.1.2.3. Sierras de Piedrabuena-Alcolea de Calatrava.....	119
3.1.2.4. Depresión anticlinal de Picón-Alcolea de Calatrava.....	124
3.1.2.5. Cuenca sinclinal de Corral de Calatrava.....	126
3.1.2.6. Sierras de Villamayor de Calatrava.....	130
3.1.2.7. Sierras de Almodóvar del Campo.....	131
3.1.2.8. Depresión anticlinal de Argamasilla de Calatrava.....	132
3.1.2.9. Macizo de Calatrava.....	137
3.1.2.10. El Campo de Calatrava suroriental.....	142
3.1.2.11. Conclusiones del sector del Campo de Calatrava.....	145
3.1.3. <i>Conclusiones</i> .....	147
3.2. LAS MESOFORMAS ESTRUCTURALES.....	155
3.2.1. Formas de erosión diferencial en el zócalo.....	155
3.2.2. Formas graníticas.....	157
3.2.3. Formas de la cobertera pliocena.....	158
3.2.4. Formas volcánicas.....	163
3.3. LAS FORMAS DEL MODELADO.....	171
3.3.1. Las rañas y los glaciares.....	171
3.3.2. Las laderas.....	187
3.3.3. Las costras ferruginosas.....	195
3.3.4. El modelado fluvial.....	198

3.3.5. El modelado fluvio-torrencial y de arroyada concentrada .....	212
3.3.6. El modelado antrópico.....	213
3.4. EVOLUCIÓN Y DEFINICIÓN GEOMORFOLÓGICA .....	215

### III. EL CLIMA Y LAS AGUAS

<b>1. LOS ESTUDIOS CLIMATOLÓGICOS Y LAS FUENTES DE INFORMACIÓN .....</b>	<b>229</b>
1.1. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS Y ESTADO ACTUAL DE LA CUESTIÓN.....	229
1.2. LAS OBSERVACIONES METEOROLÓGICAS.....	236
<b>2. LOS FACTORES DEL CLIMA COMARCAL.....</b>	<b>238</b>
2.1. LOS TIPOS DE TIEMPO Y EL AMBIENTE CLIMÁTICO.....	238
2.2. LA POSICIÓN Y LA CONFIGURACIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL TERRITORIO.....	242
<b>3. LOS RASGOS FUNDAMENTALES DEL CLIMA COMARCAL .....</b>	<b>245</b>
3.1. LAS TEMPERATURAS.....	245
3.1.1. Las temperaturas medias anuales .....	246
3.1.2. El ciclo anual de las temperaturas.....	249
3.1.3. Las oscilaciones térmicas.....	259
3.2. LAS PRECIPITACIONES.....	265
3.2.1. Las precipitaciones anuales y su frecuencia .....	268
3.2.2. La irregularidad interanual de las precipitaciones.....	277
3.2.3. La distribución estacional de las precipitaciones y su frecuencia .....	285
3.2.4. El ciclo anual de las precipitaciones y su frecuencia.....	299
3.3. LA EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL Y LA ARIDEZ .....	320
3.4. LA ORGANIZACIÓN CLIMÁTICA DEL TERRITORIO.....	325
<b>4. LAS AGUAS .....</b>	<b>329</b>
4.1. EL BALANCE HÍDRICO.....	329
4.2. EL RÉGIMEN FLUVIAL.....	344
4.2.1. El caudal medio anual.....	347
4.2.2. La irregularidad interanual.....	351
4.2.3. El ciclo hidrográfico anual .....	353

## IV. LA VEGETACION

<b>1. LOS ESTUDIOS GEBOTÁNICOS Y BIOGEOGRÁFICOS.....</b>	<b>358</b>
1.1. ANTECEDENTES .....	358
1.2. ESTADO ACTUAL DE LA CUESTIÓN .....	361
1.2.1. Los aspectos florísticos y fitosociológicos.....	361
1.2.2. Los aspectos corológicos y bioclimáticos.....	363
1.2.3. Los aspectos sinfitosociológicos.....	369
1.2.4. Las aportaciones de los geógrafos.....	375
<b>2. EL PAISAJE VEGETAL: ORGANIZACIÓN TERRITORIAL, ESTRUCTURA Y DINÁMICA</b>	
<b>BIOGEOGRÁFICA .....</b>	<b>378</b>
2.1. LOS FACTORES GEOGRÁFICOS Y GEOECOLÓGICOS: NATURALES Y ANTRÓPICOS.....	378
2.1.1. <i>Los factores climáticos</i> .....	378
2.1.2. <i>Los factores topográficos y geomorfológicos</i> .....	381
2.1.3. <i>Los factores edáficos</i> .....	384
2.1.3.1. Los suelos sílceos.....	384
2.1.3.1.1. Los suelos de las áreas montanas.....	385
A) Litosoles y Xeroranker.....	385
B) Xeroranker y Tierra parda meridional.....	386
C) Tierra parda subhúmeda.....	386
2.1.3.1.2. Los suelos de las áreas llanas.....	387
A) Suelos pardos y rojos mediterráneos	
oligotróficos pedregosos.....	388
B) Suelos pardos y rojos mediterráneos pedregosos	
oligotróficos asociados a Tierras pardas	
meridionales y áreas de pseudogley.....	388
C) Suelos pardos mediterráneos pedregosos	
oligotróficos asociados a Tierras pardas	
meridionales con áreas de gley.....	389
D) Xeroranker y Tierra parda meridional.....	390
E) Los suelos sobre granitos.....	390
F) Los suelos aluviales.....	391
2.1.3.2. Los suelos sobre materiales volcánicos.....	391
2.1.3.3. Los suelos calizos.....	392
A) Suelos pardos y pardo-rojizos sobre calizas, margas y costras ..	393

B) Suelos pardos y rojos mediterráneos mesotróficos y eutróficos.....	394
C) Suelos aluviales y coluviales con salinidad.....	394
2.1.4. <i>Los factores antrópicos</i> .....	398
2.1.4.1. La población.....	399
2.1.4.1.1. Evolución histórica.....	399
2.1.4.1.2. El siglo XX.....	403
2.1.4.2. Los usos del suelo y las estructuras agrarias.....	410
2.1.4.2.1. Evolución histórica.....	410
2.1.4.2.2. Panorama actual.....	416
A) Los usos del suelo.....	416
a) Las tierras cultivadas.....	419
b) La ganadería.....	422
c) La caza.....	425
d) Las repoblaciones forestales.....	427
B) Las estructuras agrarias.....	428
2.2. LAS FORMACIONES VEGETALES Y SUS FACIES.....	433
2.2.1. <i>La vegetación del Monte</i> .....	433
2.2.1.1. Los conjuntos arbóreos y arborescentes.....	435
2.2.1.1.1. Los encinares.....	435
A) Los encinares serranos.....	437
B) Los encinares adhesados.....	482
2.2.1.1.2. Los alcornocales.....	485
2.2.1.1.3. Los quejigares.....	502
2.2.1.1.4. Los robledales.....	518
2.2.1.1.5. Los enebrales.....	530
2.2.1.1.6. Otras especies arborescentes.....	536
2.2.1.2. Los conjuntos arbustivos.....	538
2.2.1.2.1. Los jarales comunes.....	538
2.2.1.2.2. Los labiernagares.....	605
2.2.1.2.3. Los coscojares.....	622
2.2.1.2.4. Los lentiscales.....	630
2.2.1.2.5. Los acebuchares.....	639
2.2.1.2.6. Los retamares y los escobonales.....	642
2.2.1.2.7. Los madroñales.....	648
2.2.1.2.8. Los brezales.....	669
2.2.1.2.9. Otras especies y formaciones arbustivas.....	699

2.2.1.3. Los conjuntos subarborescentes.....	702
2.2.1.3.1. Los jarales negros.....	702
2.2.1.3.2. Los jarales blancos.....	705
2.2.1.3.3. Los jarales populifolios.....	711
2.2.1.3.4. Los romerales.....	720
2.2.1.4. Los matorrales.....	726
2.2.1.4.1. Los cantuesares.....	726
2.2.1.4.2. Los aulagares.....	733
2.2.1.4.3. Los tomillares.....	734
2.2.1.4.4. Los jarales y brezales enanos.....	736
A) Los jarales enanos.....	736
B) Los brezales umbelados.....	741
C) Los brecinales.....	744
2.2.1.5. Las repoblaciones forestales: los pinares.....	747
2.2.2. <i>La vegetación de las riberas</i> .....	763
2.2.2.1. Las formaciones vegetales extendidas.....	764
2.2.2.1.1. Las fresnedas.....	764
2.2.2.1.2. Las saucedas.....	770
2.2.2.1.3. Los tamujares.....	775
2.2.2.1.4. Otras formaciones vegetales ribereñas.....	776
2.2.2.2. Las formaciones vegetales ribereñas localizadas.....	777
2.2.2.2.1. El abedular.....	777
2.2.2.2.2. Los brezales higrófilos y los mirtos de Brabante.....	780
2.2.2.3. Las repoblaciones forestales.....	784
2.3. LOS COMPLEJOS BIOGEOGRÁFICOS Y LA DINÁMICA VEGETAL.....	787
2.3.1. El complejo biogeográfico del encinar.....	787
2.3.2. El complejo biogeográfico del encinar de transición.....	798
2.3.3. El complejo biogeográfico del alcornocal.....	803
2.3.4. El complejo biogeográfico del quejigar.....	812
2.3.5. El complejo biogeográfico del robledal.....	817
2.3.5. Los complejos biogeográficos ribereños.....	819
2.3.6. La distribución espacial de los complejos biogeográficos.....	821

## V. CONCLUSION. LOS PAISAJES NATURALES

<b>1. DEFINICIÓN Y UNIDADES NATURALES DE LA COMARCA .....</b>	<b>839</b>
<b>2. REGIÓN NATURAL DE LOS MONTES .....</b>	<b>842</b>
2.1. SUBREGIÓN NATURAL DE LAS SIERRAS Y MACIZOS DE LOS MONTES .....	843
2.1.1. Geocomplejo mediterráneo silíceo seco del encinar de las sierras y macizos de Los Montes.....	845
2.1.2. Geocomplejo mediterráneo silíceo seco-subhúmedo del encinar de transición de las sierras y macizos de Los Montes.....	846
2.1.3. Geocomplejo mediterráneo silíceo subhúmedo-termófilo del alcornocal de las sierras y macizos de Los Montes.....	847
2.1.4. Geocomplejo mediterráneo silíceo subhúmedo-fresco del quejigar y robledal de las sierras y macizos de Los Montes.....	848
2.1.5. Geocomplejo mediterráneo silíceo de los enclaves húmedos de las sierras y macizos de Los Montes.....	850
2.1.6. Geocomplejo mediterráneo silíceo de los enclaves rocosos de las sierras y macizos de Los Montes.....	852
2.2. SUBREGIÓN NATURAL DE LAS CUENCAS Y DEPRESIONES SILÍCEAS DE LOS MONTES.....	853
2.2.1. Geocomplejo mediterráneo seco del encinar de las cuencas y depresiones de Los Montes.....	855
2.2.2. Geocomplejo mediterráneo silíceo de los enclaves húmedos de las cuencas y depresiones de Los Montes.....	856
2.2.3. Geocomplejo mediterráneo silíceo de los enclaves rocosos de las cuencas y depresiones de Los Montes.....	858
<b>3. REGIÓN NATURAL DEL CAMPO DE CALATRAVA .....</b>	<b>859</b>
3.1. SUBREGIÓN NATURAL DE LAS SIERRAS Y MACIZOS DEL CAMPO DE CALATRAVA...	860
3.1.1. Geocomplejo mediterráneo silíceo seco del encinar de las sierras y macizos del Campo de Calatrava .....	861
3.1.2. Geocomplejo mediterráneo silíceo seco-subhúmedo del encinar de transición de las sierras y macizos del Campo de Calatrava.....	862
3.1.3. Geocomplejo mediterráneo silíceo subhúmedo-fresco del quejigar de las sierras y macizos del Campo de Calatrava.....	863
3.1.4. Geocomplejo mediterráneo silíceo de los enclaves húmedos de las sierras y macizos del Campo de Calatrava.....	863

3.1.5. Geocomplejo mediterráneo silíceo de los enclaves rocosos de las sierras y macizos del Campo de Calatrava.....	864
3.2. SUBREGIÓN NATURAL DE LAS CUENCAS Y DEPRESIONES SILÍCEAS DEL CAMPO DE CALATRAVA.....	865
3.2.1. Geocomplejo mediterráneo silíceo seco del encinar de las cuencas y depresiones del Campo de Calatrava.....	865
3.3. SUBREGIÓN NATURAL DE LAS CUENCAS Y DEPRESIONES CALCÁREAS DEL CAMPO DE CALATRAVA.....	866
3.3.1. Geocomplejo mediterráneo calizo seco del encinar de las cuencas y depresiones calcáreas del Campo de Calatrava.....	867
3.3.2. Geocomplejo mediterráneo calizo de enclaves húmedos de las cuencas y depresiones calcáreas del Campo de Calatrava.....	867
3.3.3. Geocomplejo mediterráneo calizo de los enclaves rocosos de las cuencas y depresiones calcáreas del Campo de Calatrava.....	869
3.4. SUBREGIÓN NATURAL DE LAS FORMAS Y FORMACIONES VOLCÁNICAS DEL CAMPO DE CALATRAVA.....	869
3.4.1. Geocomplejo mediterráneo de formaciones masivas o enclaves rocosos volcánicos del Campo de Calatrava.....	870
3.4.2. Geocomplejo mediterráneo de formaciones volcánicas sueltas del Campo de Calatrava.....	870
3.4.3. Geocomplejo mediterráneo de formas de destrucción volcánica y de enclaves húmedos del Campo de Calatrava.....	871

<b>BIBLIOGRAFIA</b>	<b>873</b>
---------------------	------------

---

## **I. INTRODUCCION**

---



---

## 1. ENCUADRE, DELIMITACION Y JUSTIFICACION DEL TERRITORIO ESTUDIADO

---

La comarca de Los Montes-Campo de Calatrava es un territorio de montaña media de unos 6500 km.<sup>2</sup>, las culminaciones de cuyas sierras se sitúan generalmente entre 800 y 1000 m. y los fondos de cuyas depresiones se hallan entre 500 y 600 m. Construido sobre una porción de zócalo hercínico, las estructuras de plegamiento y la alternancia de rocas de contrastada dureza han dado lugar a un conjunto de relieves de configuración apalachense significativamente matizado por la presencia de formas volcánicas.

Se localiza en la parte centro-occidental de la provincia de Ciudad Real y se prolonga en el extremo nororiental de la de Badajoz, tratándose, pues, de uno de los conjuntos orográficos del interior de la Meseta Sur. Este territorio de zócalo termina de una forma relativamente neta, aunque no lineal, tanto al Oeste, en las Vegas del Guadiana, como al Este, en La Mancha. En oriente acaba en las proximidades de Ciudad Real, Almagro, Moral y Calzada de Calatrava, donde tanto los afloramientos del zócalo como los asomos volcánicos desaparecen y el paisaje se convierte en una inmensa y casi perfecta llanura. En occidente, nuestro territorio finaliza en la zona de los grandes embalses extremeños, donde las Vegas altas del Guadiana, en las áreas de Valdecaballeros, Talarrubias y Orellana, imponen unos rasgos físicos propios de las cuencas de sedimentación neógenas. Sin embargo, ni por el Norte ni por el Sur sus límites naturales muestran similar claridad, puesto que las regiones que latitudinalmente enmarcan la nuestra tienen un gran parentesco con ella. Puede considerarse que Los Montes de Toledo, nuestra comarca y Alcudia-Sierra Morena constituyen una macrorregión natural, cuyas características geomorfológicas, climáticas y biogeográficas son muy semejantes, aunque registran, como es lógico, diferencias, tanto entre sí, como en el interior de cada una de ellas.

La zona que resulta de la delimitación anterior se encuentra drenada por el río Guadiana, que circula de Sureste a Noroeste por la franja, aproximadamente, media del territorio. Sin embargo, y en contradicción con la mayor parte de la bibliografía

existente, no creemos que la citada arteria fluvial deba ser considerada como un límite, ni geomorfológico, ni climático, ni siquiera biogeográfico. A este río afluyen cursos de menor importancia como el Jabalón, el Bullaque o el Valdehornos, que sólo parcialmente transcurren por nuestra comarca. Mientras, algunos otros pueden considerarse comarcales, como el Tirteafuera, el Río Frío, el San Marcos, el Esteras, el Agudo, etc. No obstante, ni unos ni otros presentan significación suficiente como para que se consideren límites naturales, como también se ha venido haciendo. Pensamos, más bien, que los límites naturales en estas regiones hay que buscarlos en las grandes o medianas morfoestructuras que sí se constituyen en entidades físicas significativas, no así los riachuelos y ríos de modesto rango geomorfológico e hidrológico y de escasa repercusión como fronteras naturales.

Así pues, para los límites septentrional y meridional hemos adoptado estos criterios morfoestructurales. Por el Norte, seguimos prácticamente la misma delimitación que efectuó J. Muñoz para Los Montes de Toledo según criterios de pertenencia de este territorio a la ciudad de Toledo hasta el siglo pasado, aunque ajustándola conforme a características naturales. De este modo, creemos que la gran cuenca sinclinal de Horcajo-Alcoba-Porzuna-Malagón, conformada como una gran llanada de raña puede emplearse de límite entre Los Montes de Toledo y nuestra área de estudio.

Por el Sur, hemos establecido el límite en otra gran cuenca sinclinal, la de Almadén-Puertollano, que resulta geomorfológicamente más accidentada al no estar su fondo mayoritariamente ocupado por glaciis de raña, como la anterior.

Geológicamente, los materiales que componen las tres comarcas señaladas son prácticamente idénticos, con ciertas variaciones lógicas en una zona que tiene unos 15.000 km.<sup>2</sup>. En este sentido, las notas distintivas entre unas y otras o dentro de ellas están fundadas en los cambios entre el roquedo precámbrico, que aparece al Oeste y Sur, y el cámbrico que se localiza en Los Montes de Toledo y áreas orientales de nuestro territorio. También pueden considerarse como rasgos diferenciales la presencia o ausencia de materiales modernos del Paleozoico (Devónico y Carbonífero) en las áreas sinclinales. Así, toda la estratigrafía que va de ese muro anteordovícico al techo del Paleozoico superior es muy similar en toda

esta gran región y, además, su naturaleza litológica y la disposición tectónica de estos roquedos tienen efectos geomorfológicos y paisajísticos de notable parecido.

Las estructuras de deformación heredadas del Plegamiento Hercínico son, posiblemente, más parecidas en Los Montes de Toledo y nuestra zona, donde abundan áreas anticlinorias en domo, aunque también se den los anticlinales alargados, y cubetas y sinclinales digitados o bifurcados. Mientras, al Sur de nuestro territorio, ya el sinclinal de Almadén-Puertollano anuncia una comarca que, estructuralmente, se caracteriza por ser un conjunto de pliegues estrechos y alargados, el de Alcudia, Sierra Madrona, etc.

El relieve apalachense, en sentido amplio, que se ha ido elaborando sobre este entramado es, también, muy semejante, como lo son los modelados que se han conformado recientemente. Lo único significativo son las diferencias altitudinales, que otorgan un notable grado de diferenciación topográfica y morfológica y que acaban teniendo repercusiones climáticas, hidrológicas y biogeográficas contrastadas. Por esta razón hemos optado por una división basada en los anteriores criterios, que terminan implicando a varios elementos naturales controlando en último término la estructura de los paisajes. Las sierras y macizos que superan los 1000 m. de altitud están casi ausentes en nuestra comarca, siendo en los Montes de Toledo muy frecuentes aquéllos que oscilan entre 1200 y 1400 m.; y en Alcudia-Sierra Morena, aunque se produce una tendencia de incremento de Norte a Sur, también llegan a ser frecuentes entre 1100 y 1300 m. Además, en este caso y en determinadas áreas (Sierra Madrona y Sierra de San Andrés), los desniveles, derivados de su pertenencia a la red del Guadalquivir son realmente importantes.

Por estos motivos, las condiciones climáticas pueden ser ligeramente distintas, tanto en pluviosidad como en temperaturas. Los máximos registros pluviométricos han de ser mayores en las sierras más elevadas de Los Montes de Toledo y de Sierra Morena. Aunque hasta ahora este hecho esté más atestiguado por la vegetación que por las cifras de precipitación, que ofrecen datos muy semejantes. No obstante, los máximos pluviométricos comprobados se registran en las áreas más montañosas tanto en Los Montes de Toledo (San Pablo) como en Sierra Morena (Fuencaliente). En ambos observatorios se aproximan a los 750 mm. Por su parte, las temperaturas, en

las áreas que sobrepasan el millar en dos o cuatro centenares de metros, ha de ser un factor significativo en las altas laderas y cumbres.

Las diferencias biogeográficas que se observan entre estas comarcas responden a los rasgos anteriores y a la mayor o menor accesibilidad de los sectores más serranos y elevados, lo que supone un factor limitante de las actividades humanas. Por ello puede señalarse que existe una mayor extensión y un mejor nivel de conservación, en sus rasgos generales, del monte mediterráneo en las comarcas de los Montes de Toledo y de Sierra Morena, o más concretamente en sus partes más elevadas y montañosas.

Si éstas son las diferencias más significativas, bien puede decirse que una buena parte del resto de las características son comunes. Como se ve, nos hemos basado en las diferencias señaladas para dividir esta macrorregión natural e identificar en ella nuestra comarca.

La comarca de Los Montes-Campo de Calatrava, peor conocida que las otras dos, o tal vez menos nombrada por el carácter más prototípico de ellas, por insertarse entre ambas o por tener sencillamente menor altitud, no ha tenido un topónimo general que la denomine y la identifique. Así en los manuales y atlas de Geografía sólo aparecían Los Montes de Toledo al Norte y Sierra Morena al Sur, quedando un vacío intermedio que sólo se relacionaba parcialmente, y en ocasiones no exactamente, con el Campo de Calatrava. En otras oportunidades eran las comarcas anteriores las que "invadían" en parte nuestro territorio. Por eso en obras geográficas de carácter general se hablaba de la prolongación del Campo de Calatrava o de la penillanura extremeña, intentando asimilar, quizás, nuestra área a regiones mejor conocidas. Por nuestra parte, no creemos que el territorio objeto de nuestro estudio sea ninguna penillanura, pero, si así lo fuese, los rasgos geomorfológicos serían muy distintos de los que presenta la de Extremadura. Si hay que buscarle algún parentesco, volvemos a repetir que habría que hacerlo, sin duda alguna, con los territorios que se encuentran al Norte y al Sur del nuestro: Los Montes de Toledo y Sierra Morena.

Así pues, la comarca de Los Montes-Campo de Calatrava es uno de los conjuntos montanos de la Meseta Sur, cuyas cumbres se sitúan dos o cuatro

centenares de metros por debajo de las de Los Montes de Toledo o Sierra Morena, pero que con respecto a las cuencas y llanuras que se localizan a oriente y a occidente destaca en una proporción similar. Debido a la gran extensión que abarca, y particularmente al desarrollo de una serie de fenómenos de índole geomorfológica que se producen sólo en la parte oriental de la misma, se la puede subdividir en dos sectores o incluso en dos comarcas, si atendemos a criterios exclusivamente geomorfológicos: el Campo de Calatrava y Los Montes. Pero también hay muchas razones para tratar estos dos sectores en conjunto. La sedimentación neógena cobra cierta importancia en el Campo de Calatrava, no así en Los Montes, y además aparece un fenómeno de gran trascendencia, que es el volcanismo. Sin embargo, las morfoestructuras de un sector son continuación de las del otro y muchos procesos y formas de modelado, como la configuración de rañas, glaciares, depósitos de ladera, etc. son idénticos en ambas unidades. Hay que reconocer que, ni siquiera considerando el elemento natural con mayores diferencias, estos sectores pueden ser distinguidos radicalmente.

Por otro lado, si tenemos en cuenta los caracteres climáticos, como la degradación pluviométrica hacia el Este o el pequeño gradiente térmico existente, no podremos separar los dos conjuntos de modo abrupto, sino más bien paulatinamente. Además, hay que señalar que se verifican variaciones internas de cierta relevancia que impiden el establecimiento de una diferenciación tajante entre ellos.

Por lo que se refiere a la vegetación, hay más elementos que unen ambos sectores que los que los separan. Las cuencas rellenas de material calcáreo del Campo de Calatrava (que no son todas, pues aparecen depósitos detríticos silíceos con cierta frecuencia) están muy mayoritariamente roturadas. Las sierras, que constituyen el ámbito biogeográfico de más importancia, mantienen, grosso modo, los mismos rasgos que en Los Montes, con las lógicas variaciones que imponen los matices climáticos y el diferente grado de humanización. En cualquier caso, los aprovechamientos humanos se dejan sentir más contrastadamente en determinadas áreas y no tanto en otras, como las sierras de Porzuna-Fernancaballero o el Macizo de Calatrava, que presentan unos paisajes naturales muy semejantes a los de Los Montes.

Pensamos, por tanto, que desde un punto de vista global, el medio natural de toda esta comarca ofrece interés y que existen razones suficientes para que sea estudiado como un conjunto.

---

## 2. OBJETIVOS Y METODOS

---

El relativo desconocimiento de este territorio desde el punto de vista de la Geografía Física y el hecho de encontrarse próximo a nuestro lugar de residencia nos impulsaron a elegirlo como objeto de investigación. Los estudios de los que se disponía al comenzar este trabajo eran escasos, sobre todo los publicados. Esta situación, en la actualidad, ha cambiado parcialmente y ya existe un panorama más rico en obras tanto bibliográficas como cartográficas.

Al plantearnos este trabajo ninguno de los componentes naturales del medio había sido objeto de estudios en los que se analizara esta comarca como conjunto, ni siquiera considerando uno de sus sectores. En Geomorfología, algunas tesis de Geología y Geografía Física realizadas durante la década de los 70, así como otras obras que se comentarán más adelante nos aproximaron a la problemática del relieve comarcal. En los últimos años la aparición de cartografía geológica detallada también constituye una aportación importante.

Desde el punto de vista del clima, los estudios realizados por la escuela del profesor López Gómez y otros que se citarán oportunamente cubrían numerosos aspectos, y sus aportaciones, muchas aún en curso de elaboración, vienen completando el panorama de la Climatología de estas regiones de la Meseta Sur. Sin embargo, nuestro enfoque y escala de trabajo necesitaba de un análisis propio y a nivel comarcal, el cual no se había efectuado todavía.

Los estudios biogeográficos en sentido estricto estaban prácticamente ausentes en nuestra comarca, aunque sí se habían realizado interesantes análisis, fuera de nuestra zona, en Los Montes de Toledo, aunque muy localizados, y en Las Villuercas. En todo caso faltaban estudios de espacios de cierta extensión. Por otro lado, los estudios fitosociológicos sí eran relativamente numerosos y entre ellos se contaban varias tesis, algunas de las cuales se ocupaban parcialmente de nuestro territorio, según se expondrá más adelante.

Si los estudios anteriores cubrían parcial y fragmentariamente (unos más que otros) distintos aspectos y ámbitos, lo que a nuestro juicio se echaba más en falta era

una aproximación, al menos, al estudio global del medio natural, que incidiera en las relaciones de estos integrantes del medio físico y biótico. Estos componentes de los geosistemas poseen unas conexiones que hasta ahora no se habían destacado suficientemente.

Nuestra tesis, inspirada en la metodología de Análisis integrado de paisaje de la escuela de Toulouse encabezada por G. Bertrand, posee, aún siguiendo sus pautas fundamentales, ciertas características propias ligadas a las peculiaridades del territorio estudiado.

Al inicio, un paso previo que era esencial fue realizar una delimitación lo más exacta posible de la comarca a estudiar, puesto que, como se ha señalado, no existía un reconocimiento de esta zona como tal. En estrecha relación con ello, tampoco había una clasificación ni una división en unidades naturales de la provincia o de la región donde insertar o integrar la zona objeto de estudio. Así pues, el resultado de los primeros análisis nos llevó a identificar y delimitar una comarca natural, que incluía tanto el Campo de Calatrava, que era relativamente conocido por sus volcanes, como la zona occidental de este campo volcánico, los Montes. Este sector que sobrepasa los límites provinciales y, por tanto, autonómicos, era un territorio mucho más desconocido. Estos primeros análisis basados en el examen cuidadoso de la cartografía topográfica, en el inicial reconocimiento de la fotografía aérea y en algunos trabajos de campo fueron, además, la guía para el siguiente paso, en el que la explotación de todas estas fuentes y la aplicación de estos métodos de trabajo se llevaron a cabo con mucho más detalle.

Este paso consistió en el análisis geomorfológico, primer escalón en todo estudio del medio natural. Por la naturaleza del territorio, por el enfoque adoptado y, quizás también, por las fuentes empleadas que son consecuencia de aquel, la organización morfoestructural de la comarca fue imponiéndose como uno de los elementos esenciales en torno al cual, posiblemente, se articularían los otros elementos, como así se comprobó después. Con este objetivo prioritario, aunque prestando la mayor atención posible al resto de los componentes naturales, a su imbricación paisajística y a los modos de aprovechamiento del territorio se realizaron algo más de 40 jornadas de campo. Los apoyos esenciales los constituyeron, aparte



de la bibliografía consultada, los mapas topográficos y la fotografía aérea; la experiencia adquirida en la realización de nuestra Memoria de Licenciatura fue de extraordinaria ayuda. En esta fase ni la cartografía geológica 1:50.000, ni las valiosas ortoimágenes 1:100.000 habían aparecido.

Además de la configuración morfoestructural, ciertas formas de modelado comenzaron a revelarse especialmente interesantes, aparte de las rañas que ya había sido objeto de nuestra atención anteriormente. Entre estas formaciones en las que, a nuestro juicio, se conectaban particularmente bien los elementos naturales y cuyo original carácter sólo se pone adecuadamente de manifiesto en el campo, son las pedrizas. Más adelante serían objeto preferente en los análisis biogeográfico y paisajístico.

Por otro lado, el conocimiento de los diversos trabajos climatológicos que se habían publicado y otros que seguían realizándose nos inclinó a intentar un estudio del clima comarcal fundamentalmente analítico y más detallado capaz, conforme con nuestro objetivo global, de enlazar lo mejor posible con el análisis de los otros elementos del medio. De este modo, las condiciones climáticas se revelaron estrechamente influidas por la organización geomorfológica citada con anterioridad y, a su vez, se manifestaron como una base esencial para el conocimiento de las aguas y de la distribución de la cubierta vegetal. Así pues, los datos básicos de este capítulo se obtuvieron del I.N.M. a partir de 17 observatorios termométricos y 70 pluviométricos y, además de los proporcionados por la sección central de Datos de Madrid, debido a problemas de informatización de algunos años (los más recientes) algunos registros se tuvieron que obtener del centro zonal de la cuenca del Guadiana, en Badajoz.

Por lo que respecta a la vegetación, nos pareció que entrañaba unas dificultades especiales, siendo a la vez un elemento esencial en un estudio sobre el medio natural. De acuerdo con esto, la bibliografía consultada, fitosociológica fundamentalmente, y el reconocimiento de la fotografía aérea se mostraban muy insuficientes, por lo que el trabajo de campo en esta fase del estudio tuvo que realizarse con gran detenimiento. Siguiendo el método de Bertrand para el estudio de la vegetación, creemos haber llegado al conocimiento de las formaciones y facies

vegetales de nuestro territorio, mucho más numerosas y complejas de lo que hasta ahora se había puesto de manifiesto y su entronque en los complejos biogeográficos, unidades dinámicas, que constituyen el aprovechamiento biológico de los geosistemas. Hay que señalar que, aunque la metodología biogeográfica adoptada nos pareció muy adecuada y expresiva en sus resultados para comprender el paisaje vegetal, la gran extensión del territorio ha supuesto, como en algunos de los análisis anteriores, o más aún en este caso, un cierto handicap. A pesar de ello, creemos que el medio centenar de jornadas de campo que hemos realizado en esta fase, repartidas en todas las estaciones del año y por la totalidad prácticamente del territorio son una base suficiente para el conocimiento del paisaje vegetal y natural.

Para la comprensión adecuada del paisaje vegetal ha habido que acudir también al estudio de dos factores esenciales que, si bien no han sido estudiados en detalle, sí se analizan en tanto agentes de la distribución vegetal y del paisaje natural. Se trata de los suelos y de las actividades humanas. En el primer caso nos hemos basado en la cartografía realizada, pero desafortunadamente inédita, por parte del personal del C.S.I.C. que amablemente nos la proporcionó, así como en sus sugerencias. Los estudios edafológicos son muy escasos en esta comarca y en las próximas, aunque últimamente comienzan a merudear los trabajos cartográficos, que se van a seguir realizando, según se nos ha indicado en el organismo citado.

La utilización del territorio por parte del hombre es un factor primordial para comprender el medio natural de cualquier región o comarca. Por ello, se han consultado algunas de las fuentes comúnmente utilizadas en Geografía Humana, como los censos de población y censos agrarios, así como la bibliografía más completa posible que nos informara de estos temas más alejados de las preocupaciones de la Geografía Física. Asimismo, los trabajos de campo nos han facilitado la comprensión de todos esos datos y sus manifestaciones en el territorio, sin lo cual no se explica éste adecuadamente. Pero, es que, además, creemos que sin un conocimiento adecuado del medio natural difícilmente pueden llegarse a las causas de las actividades humanas en un territorio como éste, ni a la comprensión de sus diferencias y contrastes con otras regiones o comarcas.

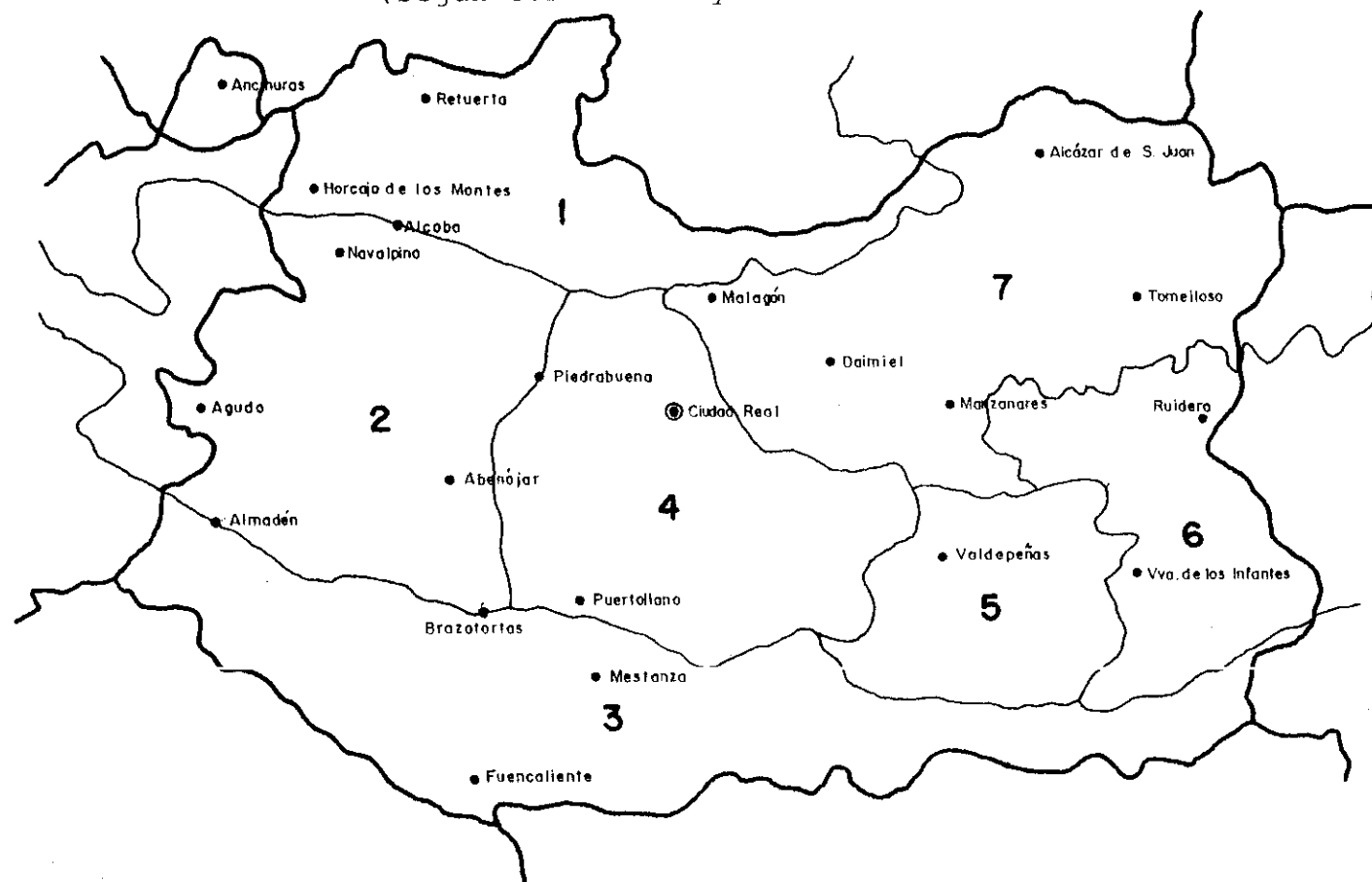
Finalmente, se han conectado todos los elementos analizados ensamblándolos

en una estructura paisajística del territorio concretada en una serie de unidades taxocorológicas, que van desde la región natural hasta las geofacies y que tienen como nivel central el "geocomplejo". Esta perspectiva, que hemos intentado no perder al realizar los estudios sectoriales, se muestra inspirada en las ideas de G. Bertrand, aunque tiene un cierto enfoque personal adaptado -según se ha dicho- a las características del territorio estudiado.

Por todas estas razones no ha podido realizarse, en ciertas ocasiones, la profundización a que nos impelían las distintas temáticas sectoriales. En este sentido, hay que advertir que emplear bibliografía tan amplia y heterogénea, fuentes y métodos de trabajo diferentes dificulta el desarrollo de la investigación, por la disparidad de lenguajes y objetivos de cada una de las disciplinas o subdisciplinas tratadas. Quizás sea ésta una de las razones por las que, como han señalado algunos autores, sea más cómodo, a veces, profundizar en un determinado aspecto, que intentar establecer relaciones entre varios. Pensamos que con el nivel de conocimientos existente en estas regiones, el enfoque del trabajo puede ser útil y aporta interpretaciones válidas para su mejor entendimiento. Tras nuestra experiencia en la realización de la Memoria de Licenciatura, que resultó finalmente de contenido exclusivamente geomorfológico, nos sentimos inclinados a la elaboración de un estudio que intentara tener un carácter más global. De ahí que, en concreto, el método elegido en principio, aunque se produjeron algunas modificaciones, fuera el de las primeras propuestas de G. Bertrand, que creemos que podía ser el más adecuado a nuestra formación y objetivos. Por otro lado, la escala del trabajo, además del enfoque en que nos hemos entroncado, hace que el estudio tenga un claro carácter corológico o regional. Por todo ello y por su utilidad general se ha realizado un particular esfuerzo en el apartado gráfico y cartográfico, indispensables en todo análisis geográfico.

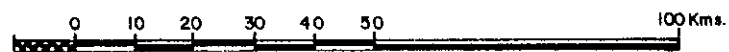
Para concluir, queremos señalar que este tipo de estudios pueden ser la base o una de ellas, al menos, para los trabajos, cada vez más necesarios, de ordenación o planificación del territorio, que actualmente están cobrando una gran importancia, ante el deterioro del medio ambiente natural y como consecuencia de las intensas, y frecuentemente peligrosas, acciones antrópicas.

FIGURA 1 COMARCAS NATURALES DE LA PROVINCIA DE CIUDAD REAL  
(Según C.Ferreras y J.L.García 1991 modif.)



- 1-MONTES DE TOLEDO
- 2-COMARCA DE LOS MONTES
- 3-ALCUDIA Y SIERRA MORENA
- 4-CAMPO DE CALATRAVA
- 5-AREA DE VALDEPEÑAS
- 6-CAMPO DE MONTIEL
- 7-LA MANCHA

ESCALA GRAFICA



---

## **II. EL RELIEVE**

---

---

## 1. EL SOPORTE GEOLOGICO

---

### 1.1. LOS ESTUDIOS GEOLOGICOS

Hasta la década de los 70 la bibliografía geológica de la que se disponía no era abundante. Además se trataba de trabajos en que con frecuencia se mezclaban aspectos geológicos y geomorfológicos, como los de F.Hernández-Pacheco. En las dos décadas últimas se ha publicado un notable conjunto de obras entre las que destacan numerosas tesis doctorales, recopilaciones y puestas al día relevantes y, muy recientemente, los mapas geológicos a escala 1:50.000. Con todas estas fuentes geológicas, algunas de ellas aparecidas (cartografía geológica detallada) una vez comenzado nuestro trabajo, puede decirse que el conocimiento geológico que se posee al empezar la década de los 90 es bastante completo.

Entre los antecedentes más relevantes pueden citarse las obras de F.Hernández-Pacheco (1932), que estudia el campo volcánico desde varios puntos de vista incluyendo importantes análisis de la morfología de una buena parte de la provincia de Ciudad Real. En colaboración con F.Cabañas (1952) analiza detalladamente la cuenca sinclinal de Luciana-Puebla de Don Rodrigo con un enfoque netamente geomorfológico. Otro tanto puede decirse del artículo de F.Mingarro Martín (1958), que vuelve a incidir en el mismo sector y con conclusiones similares.

Más moderno y con un enfoque puramente geológico, hay que señalar el trabajo de Almela y otros (1962) sobre el área de Almadén. Este estudio de gran precisión y profundidad es una de las obras más detalladas y sobre la cual se apoyaron numerosos estudios geológicos posteriores. La estratigrafía y la disposición estructural de los materiales paleozoicos son minuciosamente analizados por este grupo de geólogos.

Dentro de este conjunto que hemos incluido en los antecedentes hay que mencionar los trabajos de los geólogos alemanes, en buena parte de la Universidad de Münster, que orientados por F.Lozte vienen elaborando estudios desde los años

40 y 50 y realizando destacadas aportaciones a la Geología estructural del Macizo Hespérico (K.Weggen, E.Machens, R.Maas, R.Merten, K.Redlin, M.Ransweiler, etc).

En los años 70, como ocurre en otras disciplinas, se multiplican los estudios geológicos, alguno de ellos con objetivos geomorfológicos. Los mapas geológicos de síntesis 1:200.000 aparecidos a comienzos de la década suponen un primer paso para la homogeneización de la información geológica y en particular en la vertiente cartográfica. Sin embargo y a pesar de su indudable importancia unos años más tarde se habían quedado anticuados ante la aparición de varias tesis doctorales españolas y extranjeras y numerosos artículos de investigación. La geología de los materiales del zócalo y sus estructuras es lo que ha merecido mayor número de trabajos de doctorado, como los de C.Martín Escorza (1971), F.Moreno (1977), J.M.Roiz (1979), que analizan distintos sectores de los Montes de Toledo y de Ciudad Real. Previamente habían aparecido en lengua francesa tres destacados estudios con un enfoque similar del Centro y Sur de la provincia de Ciudad Real, las tesis de E.Bouyx (1970), G.Tamain (1972) y F.Saupe (1973). Estas tres obras sirvieron de apoyo en gran parte a la estratigrafía y tectónica que después se han ido precisando. También en los años 70, pero con unos objetivos distintos, la tesis de E.Molina (1974-75), analiza en detalle la geología y geomorfología de un sector específico del Campo de Calatrava. Con un enfoque parecido, geológico-morfológico, A.Pérez González (1981-82) elabora su tesis sobre la llanura manchega ahondando el conocimiento de los procesos morfológicos de las últimas épocas geológicas. Inmediatamente después, E.Ancochea (1982-83) publica sus tesis sobre el volcanismo del Campo de Calatrava, actualizando y modernizando los estudios sobre un aspecto que parecía un poco olvidado.

Por otra parte, la edición de una ambiciosa recopilación y puesta al día de la Geología de España, fechada en 1983 pero aparecida entre 1984-1987, reúne en un par de gruesos volúmenes la mayor parte de la información reciente sobre la geología hispana, incluyendo la referente al área de estudio (Comisión Nacional de Geología, 1983).

Aparecidas en estos últimos años (finales de los 80) y todavía en curso de realización y publicación algunas hojas, los mapas geológicos 1:50.000 de la Serie

Magna constituyen de momento el final de una aportación conjunta a la geología y muy especialmente a la cartografía geológica. Este aspecto en nuestra zona estaba notablemente descuidado con respecto a otras regiones del país.

Puede decirse pues, que la bibliografía geológica con la que se cuenta a comienzos de los años 90 es muy notable y en ocasiones detallada, cubriendo la mayor parte de los aspectos que pueden interesar para abordar estudios geomorfológicos específicos a distintas escalas. Esta base geológica faltaba o era mucho menos sólida hace sólo unos años cuando nos planteamos la elaboración de nuestra tesis doctoral. Desde nuestro punto de vista la aportación de los conocimientos geológicos, de la última década especialmente, puede fundamentar la realización de algunos estudios geomorfológicos y reorientar la elaboración de otros.

Por nuestra parte, dada la extensión del área abordada y los objetivos del trabajo, nos apoyaremos en todos estos trabajos geológicos para poder comprender los rasgos de una organización del relieve a pequeña escala, teniendo en cuenta los elementos geológicos más importantes que influyen en esos rasgos morfológicos destacados del área analizada.



## 1.2. LOS MATERIALES

El roquedo de nuestra comarca está constituido por materiales o bien muy antiguos o bien notablemente modernos. Se encuentran muy bien representados en él los períodos geológicos incluidos en el Precámbrico y Paleozoico, pero desde la Orogenia Hercínica hay un lapso enorme en la sedimentación que llega hasta el Terciario superior. Hay que pensar, pues, que durante todo el Mesozoico y casi todo el Terciario no hubo sedimentación importante en nuestra comarca, o sencillamente no la hubo en absoluto. Este dato no sólo es muy significativo desde el punto de vista geológico, sino también desde el morfológico, ya que conforme a él hay que considerar que el sector del Macizo Ibérico correspondiente a la comarca ha permanecido emergido y sometido a procesos morfogenéticos desde la Orogenia Hercínica hasta el Plioceno, y no a procesos sedimentarios como en las vecinas zonas de Montiel y La Mancha donde aparecen materiales secundarios y terciarios. Puede suponerse que algunos o muchos tramos de esta sedimentación alcanzaran la zona estudiada y fueran erosionados, lo cual parece improbable ya que en las áreas vecinas se conservan, a no ser que diferencias en la evolución de la tectónica levantaran nuestro territorio de un modo notable y favorecieran una rápida y total erosión de estos depósitos, lo cual resulta más difícil de documentar. Más lógico, con los datos con los que se cuenta actualmente, resulta pensar que los mares secundarios no alcanzaran esta zona aunque se quedaran cerca según ponen de manifiesto los sondeos en La Mancha. Y por otra parte que el episodio de creación de las cuencas del Terciario superior, que se manifiesta claramente en La Mancha durante el Terciario, sólo se apuntara de un modo modesto en nuestra zona y estuviera claramente determinado por el relieve preexistente. En este caso el problema que se plantea es explicar por qué está registrado en nuestra zona el Plioceno superior y no los tramos anteriores y qué es lo que ocurre para que estos materiales sí aparezcan.

Con los datos con los que se cuenta hasta ahora puede decirse que el conjunto de materiales que aparece en la comarca de los Montes-Campo de Calatrava se compone litoestratigráficamente, se distribuye geográficamente y se sitúa topográficamente del modo que a continuación se señala.

### 1.2.1. El Precámbrico

Es un conjunto de materiales de naturaleza diversa que aflora en el núcleo de las grandes y medianas estructuras anticlinales y constituye el roquedo más antiguo de la zona analizada. Estudiados estos materiales desde antiguo, es en los años 70 cuando queda establecida su composición litoestratigráfica y su definitiva datación precámbrica, que fue objeto de controversia. La sucesión más completa posiblemente es la que aflora y ha sido investigada en el anticlinal de Abenójar. J.M.Roiz (1979) y J.M.Roiz y R.Vegas (1980) establecen tres grandes tramos en esta serie precámbrica:

- Tramo flyschoides, con alternancias entre bancos de grauvacas, litarenitas y de pizarras arcillosas (lutitas), cuya potencia total oscila entre 700-1000 m. Este paquete es denominado "sucesión turbídica" por los autores del Mapa Geológico 1:50.000 de Abenójar (J.Fernández y otros, 1987), estimándole una potencia algo menor.

- Tramo de pizarras arcillosas y conglomerados, con un espesor de 800-1000 m. y dentro del que aparecen también algunos escasos lechos de calizas oscuras. Estos conglomerados se componen de material grauváquico empastado en una matriz lutítica y han sido denominados también brechas intraformacionales (J.Fernández y otros, 1987: Mapa geológico de Abenójar).

- Tramo de conglomerados y formaciones carbonatadas, con una potencia de 300 a 500 m. Se define como un paquete calcáreo dividido en dos barras masivas separadas por un banco de conglomerados, pelitas y calcoesquistos. Este material conglomerático resulta difícil de distinguir en ocasiones de los conglomerados basales del Ordovícico ya que ambos incluyen en buena proporción cantos de cuarzo.

Toda la serie es datada por J.M.Roiz y R.Vegas como Precámbrico terminal y para los autores del Mapa Geológico (varias hojas) corresponde concretamente al Vendense (Precámbrico superior).

Estas rocas precámbricas de origen sedimentario se encuentran afectadas por pliegues, esquistosidad y fracturación, sin embargo no hay unanimidad en la bibliografía geológica en lo que se refiere a qué fases son las responsables de estas deformaciones. E.Bouyx (1970) y M.A.San José (I.G.M.E. 1971 a) señalan episodios

orogénicos datados en el Precámbrico (orogénesis asintica), concretamente la fase oretánica para San José (1984). J.M.Roiz (1979), por el contrario, no es favorable a pensar que este complejo estratigráfico se plegase en el movimiento asintico sino más bien que hubo deslizamientos intraformacionales que produjeron discordancias o disarmonías. Sí están de acuerdo todos los autores en que, separando estos materiales de los posteriores, aparece una discordancia importante atribuida a las fases tectónicas sárdicas.

Las características del posible plegamiento son difíciles de precisar, hecho comprobado también por nuestra parte en muchos de los afloramientos en los que aparecen estos materiales. La esquistosidad enmascara las ondulaciones que, según los autores del Mapa geológico de Abenójar (J.Fernández y otros, 1987), debieron ser originadas por una deformación suave y tener ejes de dirección Norte-Sur aproximadamente. La implicación posterior de esta serie en las fases hercínicas complica aún más el esclarecimiento del papel jugado realmente por estas antiguas fases orogénicas.

Todos los afloramientos de la serie precámbrica se encuentran topográficamente deprimidos entre 400 y 600 m. de altura y forman pequeñas lomas, o replanos que destacan o a veces únicamente afloran por la incisión fluvial cuaternaria que los ha despojado de los recubrimientos de sedimentos modernos. Ni las estructuras que se acaban de mencionar, ni las que afectaron en la Orogenia Hercínica, ni la diferenciación litoestratigráfica explicada anteriormente, tienen traducción significativa en el relieve actual.

La distribución de los afloramientos precámbricos es bastante amplia en nuestra comarca, excepto en el área Nororiental (Anticlinal de Ciudad Real-Alcolea de Calatrava) en cuyo núcleo lo que aflora es el Cámbrico y no el Precámbrico. En el resto del territorio con los datos de que se dispone actualmente, los afloramientos de esta edad se desarrollan con gran profusión, especialmente en las áreas anticlinorias deprimidas de Arroba-Navalpino, Agudo-Siruela, Esteras, Abenójar-Tirteafuera. Aparte de estas grandes estructuras desventradas, hay también materiales precámbricos al descubierto, aunque en menor medida, en el interior de los macizos de Solanazo-Valronquillo (área de los ríos Eullaquejo-Bullaque), en el Macizo de

Canalizos-Navacerrada (área del río Quejigares), y en las depresiones internas de las Sierras de Cantos Negros-Los Ancares.

Aunque estos materiales se presentan, como ya se ha dicho, muy erosionados y configurando topografías deprimidas y aplanadas, ofrecen una resistencia superior a la de muchos materiales que abundan en el interior de las estructuras sinclinales, situándose así en un nivel de dureza intermedio entre éstos, mayoritariamente de naturaleza pizarrosa, y las extraordinariamente resistentes cuarcitas de las sierras.

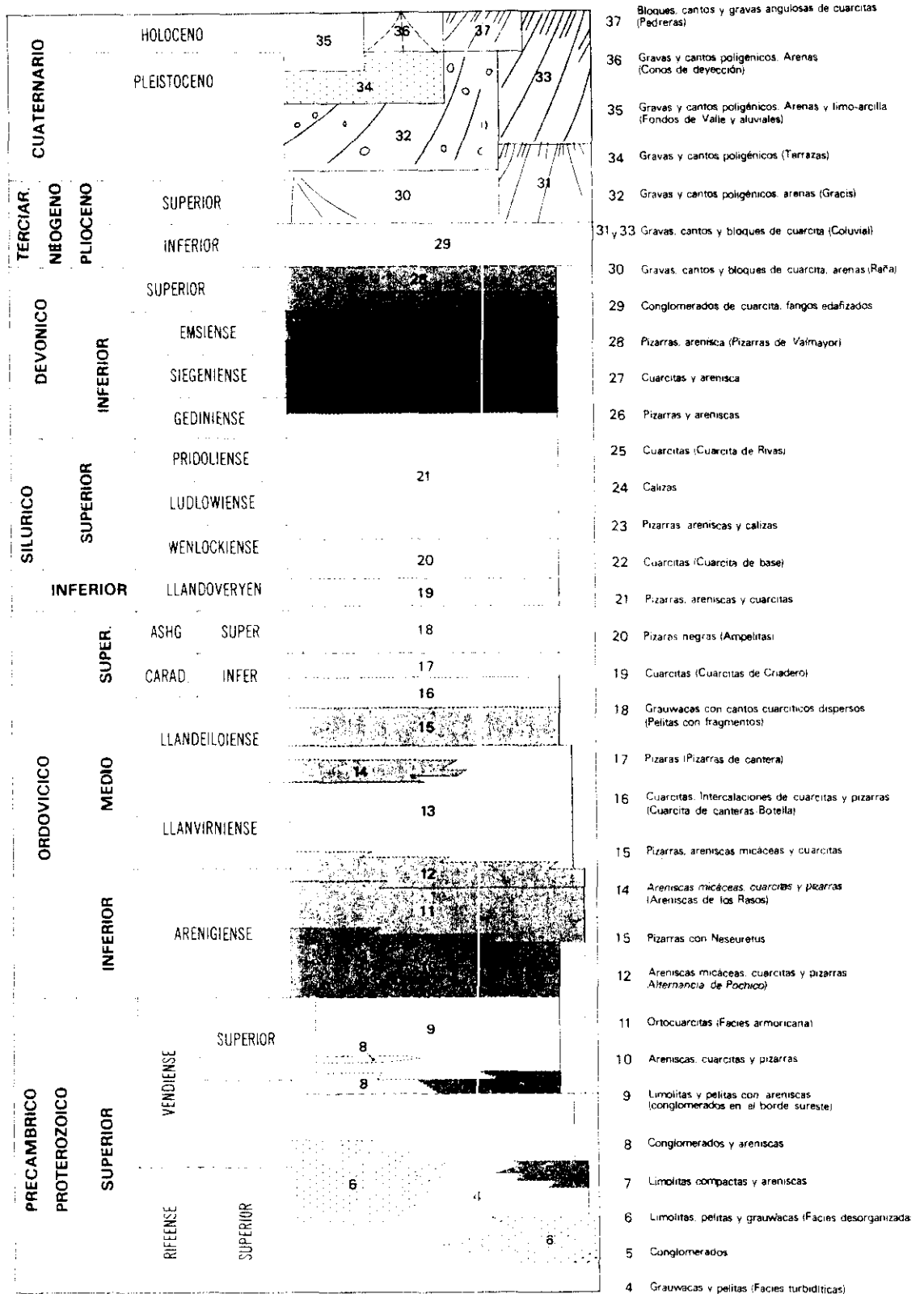
### 1.2.2. El Cámbrico

El roquedo correspondiente a este período geológico se encuentra muy escasamente representado, ya que sus afloramientos se reducen al área anticlinal de Alcolea-Picón y aquí sólo se observan en un sector reducido en torno al río Guadiana.

Según los últimos estudios (J.M.Portero y otros, 1989: Mapa geológico de Piedrabuena), en los que se les ha atribuido esta edad (anteriormente su cronología era considerada ordovícica), se trata de dos grupos litológicos diferentes. El primero de ellos, muy poco visible, es un paquete de pizarras predominantemente, aunque también incluye areniscas, cuyo espesor resulta difícil de esclarecer dadas las condiciones de afloramiento. Se ha relacionado con las pizarras del Pusa de los Montes de Toledo y se le ha asignado una datación de Cámbrico inferior (Tommotiense), aunque no se han encontrado fósiles en este sector y afloran los términos superiores. El mejor afloramiento de este tramo se encuentra en las cercanías de Picón, junto al arroyo de las Peñuelas. El segundo tramo, más abundante, se compone de pizarras, cuarcitas y, sobre todo, areniscas. Se ha estimado su potencia en torno a 700-800 m., aunque sólo se han estudiado los 300 m. superiores. Por analogía con las areniscas del Azorejo en los Montes de Toledo, estos materiales se han datado como pertenecientes al Cámbrico inferior (Tommotiense-Ovetiense). J.M.Roiz (1979) ha estudiado estos materiales al Norte de nuestra comarca, en las Sierras de los Cortijos datándolos también como del Cámbrico inferior.

Figura 2

Litoestratigrafía del Mapa Geológico 756.Herrera del Duque.(I.T.G.E)



Esta serie cámbrica se encuentra afectada por las fases sárdicas reconocidas por todos los autores y que son las responsables de la discordancia existente entre estos materiales cámbricos y los ordovícicos y, cuando el Cámbrico no aparece, entre el Precámbrico y el Paleozoico. J.M.Roiz relaciona además estas fases orogénicas con el desarrollo del volcanismo paleozoico, cuyos materiales aparecen interestratificados en el área de los Cortijos.

Al igual que ocurría con los materiales precámbricos, los roquedos que forman la base del Paleozoico se muestran topográficamente deprimidos, en especial los reducidos afloramientos pizarrosos del primer tramo. Las areniscas del tramo superior resaltan ligeramente dada la incisión fluvial del río Guadiana, que en las cercanías de Picón deja a unas pocas decenas de metros colgadas unas lomas que se labran en estos materiales cámbricos.

### 1.2.3. El Ordovícico

Es sin duda el período geológico de mayor trascendencia litoestratigráfica de nuestro territorio. Sus distintos tramos afloran por casi toda la comarca, excepto en los grandes núcleos anticlinales desventrados. Dada la gran heterogeneidad que presentan sus materiales es necesario dividirlo en varios tramos, ofreciendo cada uno de los cuales no sólo suficiente particularidad geológica sino también geomorfológica, pudiendo además ser subdivididos.

**Ordovícico inferior.**- Es un potente paquete estratigráfico predominantemente cuarcítico y en menor medida arenoso, cuyo tramo inferior todavía presenta problemas cronoestratigráficos. Comienza con unos materiales que fueron denominados "capas intermedias" por F.Lotze y "nivel rojo" por E.Bouyx (1970). Fue datado en principio como de transición del Cámbrico al Ordovícico y posteriormente J.M.Roiz (1979) y los autores de algunos mapas geológicos concretaron una edad Tremadoc para este conjunto situado inmediatamente bajo las cuarcitas armoricanas y por encima de la discordancia relacionada con las fases sárdicas. Los últimos mapas geológicos, si bien lo incluyen en el Ordovícico, no dejan claro una edad tremadociense para este conjunto. Para el presente trabajo las diferencias precisas de

datación no plantean problemas y hablaremos en lo sucesivo de Tremadoc al referirnos a estas capas situadas estratigráficamente bajo la cuarcita armoricana del Arenig.

Esta serie Tremadoc comienza con niveles conglomeráticos de características similares a algunos tramos precámbricos (J.M.Roiz y R.Vegas, 1980), pero que no abundan demasiado. Dichos niveles van pasando a capas areniscosas y especialmente cuarcíticas que poseen unas coloraciones pardo-rojizas o púrpuras muy características. El espesor del conjunto se ha cifrado en torno a 300 m. Este paquete cuarcítico abunda casi tanto y a veces más que la cuarcita armoricana y su papel morfológico es asimismo fundamental. Las capas conglomeráticas y areniscosas inferiores forman parte de laderas y lomas poco destacadas, mientras que las cuarcitas pardo-rojizas originan cerros y sierras muy destacadas que compiten en elevación con las crestas cuarcíticas arenigienses. Asimismo, afloran por todo el territorio, especialmente en las áreas donde las estructuras se muestran más apretadas, como en los macizos de Solanazo-Valronquillo, Canalizos, las Sierras de Cantos Negros-Los Ancares, macizo de Calatrava, etc.

El siguiente tramo del complejo ordovícico lo compone la "cuarcita armoricana" del Arenig que ha sido desglosado en tres niveles (E.Bouyx, J.M.Roiz, mapas geológicos), dos de ellos puramente cuarcíticos separados por unas capas más blandas pizarrosas y areniscosas que contienen pistas bilobadas (Cruzianas). En algunos casos se han citado bancos conglomeráticos que se sitúan a muro. La potencia total que se le ha asignado es del orden de 400 m., aunque es variable por sectores, o al menos eso se constata de las diferencias entre los análisis de unos autores u otros. Estas capas arenigienses constituyen el conjunto litológico más importante en el relieve de la comarca y de otras vecinas, ya que su extraordinaria dureza hace que resista mejor a los agentes erosivos. Debido a ello origina las crestas, sierras y macizos más relevantes del relieve de este territorio, pudiendo considerarse la columna vertebral de la morfología de los Montes y del Campo de Calatrava.

Tanto el Arenig como el Tremadoc infrayacente, que son concordantes, se encuentran intensamente plegados y fracturados y dibujan a grandes rasgos una clara

organización estructural cuya trascendencia morfológica es capital.

**Ordovícico medio.**- Por encima de la cuarcita armoricana yacen unas capas areniscosas que siguiendo a G.Tamain han sido denominadas por algunos autores como las "alternancias Pochico". Datadas en el Arenig-Llanvirn, están por tanto en realidad a caballo entre el Ordovícico inferior y el medio. J.M.Roiz (1979) distingue en ellas los siguientes tramos: Un primer banco de cuarcitas grises, que a veces alternan con pizarras y areniscas en lechos más finos; un segundo tramo de areniscas rosadas o amarillentas con niveles rojos y lechos ferruginosos; y un tercer tramo de areniscas arcillosas con estratificación cruzada y color rosado. La potencia de todo el conjunto se estima en torno a 100-200 m. y varía según las zonas. Estos materiales tienen una gran continuidad, según J.M.Roiz, pero presentan poca extensión superficial. Se encuentran concordantes con los niveles anteriores, aunque a diferencia de éstos sólo originan cerretes y lomas de escaso resalte morfológico. Así pues, estas "alternancias de Pochico" desarrollan un escalón topográfico intermedio entre las crestas labradas en el Ordovícico inferior y la cuencas más bajas que lo hacen en el siguiente tramo pizarroso, que ya es pleno Ordovícico medio: las pizarras del Llanvirn-Llandeilo.

Estas pizarras, arcillosas y de tonos oscuros, representan por su gran deleznablez la antítesis morfológica de las cuarcitas armoricanas, y constituyen un paquete de gran espesor en el que pueden distinguirse dos tramos, también concordantes con los anteriores. El primero de ellos denominado por G.Tamain "Pizarras del Río", es un banco pizarroso homogéneo, aunque tiene algunas intercalaciones de material volcánico y nódulos silíceos y calcáreos. Tamain le asignó un espesor de 300 m. Por encima se encuentra una unidad denominada "alternancias o cuarcitas inferiores" o "Areniscas de los Rasos", compuestas por areniscas y cuarcitas llegando hasta 200 m. de grosor. En el sinclinal de Puebla de Don Rodrigo se observan pequeños afloramientos de este material. La siguiente formación, ya de transición al Caradoc, es la de las "Pizarras Botella", de gran similitud con las primeras de este conjunto llegando a tener una potencia de unos 70 m. En ciertos sectores la capa intermedia de las alternancias no aparece, originándose una gran formación pizarrosa continua.

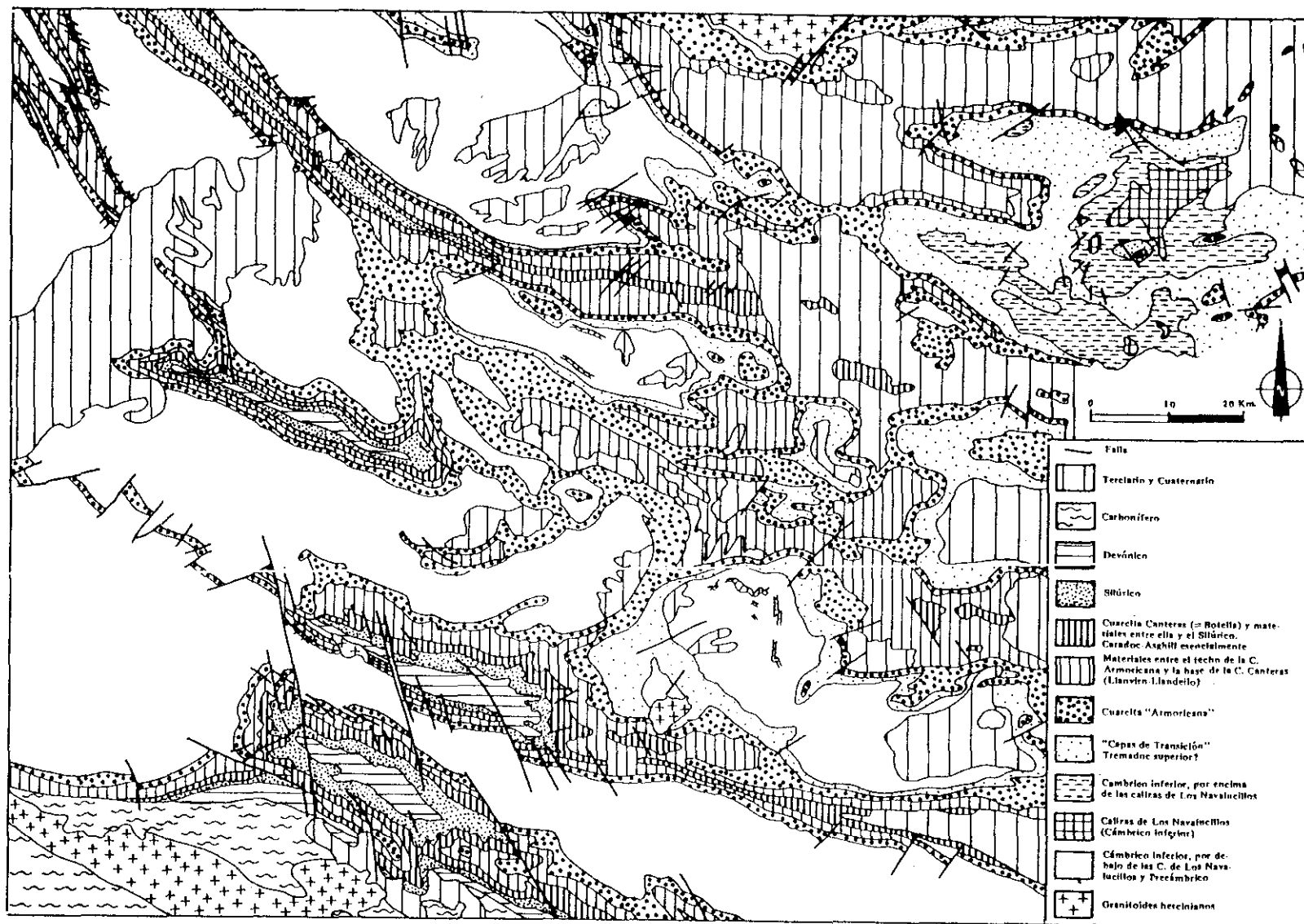


Estos dos conjuntos litoestratigráficos del Ordovícico medio configuran relieves de distinta naturaleza. El primero, el tramo Arenig-Llanvirn predominantemente arenisco, se traduce en cerretes de pequeña entidad que se disponen como adosados a las principales sierras y cerros de cuarcita armoricana en las estructuras sinclinales. Los tramos del Llanvirn-Llandeilo compuestos mayoritariamente por pizarras arcillosas no originan resaltes destacados, dando siempre formas deprimidas donde las aguas modelan cárcavas como si se tratase de arcillas. En algunos de los sinclinales más importantes no afloran pisos geológicos superiores a los descritos, al menos, en determinados sectores de estas estructuras. Ni en la cubeta de Piedrabuena, la de las Arripas, cuenca del Guadiana, etc. afloran con resultados topográficos otros materiales, ni ordovícicos más recientes ni silúricos, de modo que gran parte del modelado se ha realizado en los últimos tiempos sobre áreas fácilmente erosionables y deprimidas donde el zócalo está compuesto por las pizarras del Ordovícico medio.

**Ordovícico superior.**- A caballo entre el Llandeilo superior (Ordovícico medio) y el Caradoc inferior (Ordovícico superior) se encuentra un paquete cuarcítico, las llamadas "Cuarcitas de Botella" o "de Cantera", nombres tomados de Sierra Morena Oriental (G.Tamain) y del sinclinal de Almadén (Almela y otros, 1962), respectivamente. Los espesores en nuestra zona oscilan entre 150-200 m. según los cortes efectuados (Mapas Geológicos).

Por encima de esta formación cuarcítica se sitúan las llamadas Pizarras de Cantera y los Bancos Mixtos (Caradoc). Las primeras son unas alternancias de pizarras y areniscas finas, con un espesor variable según los sectores entre 100-200 m., y los Bancos Mixtos forman un conjunto de areniscas y pizarras con un nivel calizo en la parte superior (Ashgill) (100-300 m. según las áreas) de un modo discontinuo, que posee escaso espesor y que ha sido denominado caliza Urbana por encontrarse en las minas en un pozo con este nombre. Estos dos tramos no están representados en nuestro territorio de un modo extenso. En los sinclinales del Guadiana, Herrera del Duque y Almadén es donde se observan estos materiales, aunque los Bancos Mixtos (denominación de G.Tamain) son poco frecuentes en las dos primeras estructuras mencionadas. En el sinclinal de Almadén sí aparecen

FIGURA 3 ESQUEMA LITOLÓGICO DE LA PARTE SURESTE DE LA ZONA CENTROIBÉRICA  
(Según Comisión Nac. de Geología 1983)



Mapa geológico del sector de los Montes de Toledo-Almadén. Parte Norte central, según MORENO (1974), mitad oriental, según ROIZ (1979), ángulo NO según JULIVERT (datos inéditos), sinclinal de Herrera del Duque según RANSWEILER (1967), anticlinal de Agudo y domo de Esteras según ROIZ & VEGAS (datos inéditos), sinclinal de Almadén (parte central) según VERGES (in litt), idem (terminación occidental) según SOLDEVILLA (datos inéditos), sinclinal de Guadalmez según ALMELA et al. (1962), terminación O del mismo sinclinal según MARTÍNEZ RIUS (in litt).

recibiendo aquí la denominación de F.Saupe de "alternancias superiores" y asimismo en el de Corral de Calatrava.

El Ordovícico termina con un conjunto de pelitas oscuras, las denominadas "Pizarras Chavera" por G.Tamain o "Pizarras de Muro" en el sinclinal de Almadén, donde se encuentran representadas, así como en el sinclinal de Herrera del Duque. Estas pizarras datadas en el Ashgill, que suponen el final del Ordovícico, reposan en discordancia erosiva sobre los materiales anteriores y dan fe, según los autores que lo han estudiado, de una interrupción de la sedimentación que afecta al Caradoc-Ashgill.

En la comarca analizada estos materiales del Ordovícico superior afloran, como ya se ha indicado, en las estructuras sinclinales más importantes; y no en todas ellas poseen el mismo papel morfológico. En los sinclinales de Corral de Calatrava y del Guadiana, Herrera del Duque y Almadén, estos conjuntos, que se encuentran siempre en topografías deprimidas, revelan también morfológicamente la alternancia geológica que se ha descrito; de este modo los paquetes cuarcíticos iniciales (Cuarcitas Botella o Cantera) y el tramo de los Bancos Mixtos resaltan muy ligeramente de la topografía labrada en el resto de los elementos pizarrosos.

#### 1.2.4. El Silúrico

Los materiales correspondientes a este período del Paleozoico y a los que le siguen tienen una presencia limitada en los Montes y Campo de Calatrava, siendo su extensión de afloramiento muy inferior a la de las capas ordovícicas, especialmente en sus tramos inferior y medio.

El Silúrico comienza, según algunos autores, dentro de la sucesión de las pizarras de Muro (M.J.Aguilar y otros, 1937: Mapa geológico de Almadén; G.Tamain). Pero la opinión más general es que el primer nivel plenamente silúrico lo constituyen las denominadas "Cuarcitas de Criadero" (Almela y otros, 1962). Este paquete datado en el Llandovery aparece en el sinclinal de Almadén y en el de Herrera del Duque y en ambas unidades estructurales se han distinguido dos paquetes cuarcíticos, separados por un nivel intermedio pizarroso, aunque no en todos los

puntos en que aflora este conjunto aparece éste. La potencia de estas "cuarcitas de Criadero" se han estimado en torno a 60 m., pero es muy variable. Mejor representados y de un modo más continuo, en el sinclinal de Herrera del Duque, estos paquetes cuarcíticos conforman ciertos resaltes topográficos, dentro desde luego de su integración en áreas deprimidas.

El siguiente tramo lo constituyen unos bancos de pizarras negras de edad Llandovery y Wenlock, que poseen una potencia de 100-150 m. Se encuentran bien representados en el sinclinal de Herrera del Duque y en el de Almadén alcanzan un gran desarrollo, siendo una de las unidades litoestratigráficas más importantes en esta estructura. Por encima de las pizarras citadas reposan unas alternancias de pizarras, areniscas y cuarcitas de gran espesor (unos 400 m.) que abarcan el Silúrico Superior e incluso parte del Devónico inferior; este conjunto aflora especialmente en el área de Herrera del Duque, donde da lugar a algunas lomas de pequeña entidad, que en ciertos lugares contrastan con los valles excavados en las pizarras oscuras del tramo anterior.

#### **1.2.5. El Devónico**

Más restringida aún la presencia de materiales de este período que del anterior, su afloramiento se reduce a las dos estructuras sinclinales que se vienen repitiendo al tratar de los últimos pisos geológicos.

El Devónico comienza con las "cuarcitas de base" datadas en el Siegeniense (aunque en ocasiones parte del último tramo silúrico analizado se incluye en el inicio del Devónico). Estas cuarcitas de base, representadas tanto en el sinclinal de Almadén como en el de Herrera del Duque, se manifiestan topográficamente en unas lomas y formando con el tramo silúrico anterior unas pequeñas alineaciones que culminan a unos 60 m. y que son las serrezuelas más destacadas del núcleo de estas estructuras.

El siguiente paquete (Emsiense) es un conjunto de materiales variados, pizarrosos, areniscosos y cuarcíticos, con algún banco calizo y con intercalaciones volcánicas. Tanto en Almadén como en Herrera del Duque afloran estos roquedos,

destacando muy escasamente en el relieve las hiladas más areniscosas y cuarcíticas.

Sobre el conjunto anterior y sobre una laguna estratigráfica intermedia yace el Devónico superior (Frasniense), en el que se han distinguido varios tramos y que aquí se agrupan en una sola unidad, en la que alternan pizarras, areniscas y cuarcitas. En el sinclinal de Herrera del Duque constituyen las laderas y valles más interiores de la estructura y el final de los vestigios del Paleozoico en este área. En Almadén, estos niveles, agrupados algunos de ellos con el Emsiense, afloran con mayor extensión encontrándose intercalados frecuentemente materiales volcánicos.

La potencia de esta unidad y de la anterior en Almadén llega a alcanzar 1600 m. (M.J.Aguilar y otros, 1987: Mapa geológico de Almadén), mientras en Herrera del Duque el espesor del paquete de edad Frasnense queda estimado en unos 250 m. (A.Pieren y otros, 1989: Mapa geológico Herrera del Duque).

#### **1.2.6. El Carbonífero**

Constituye el final de la sedimentación paleozoica y sólo se encuentra presente en el sinclinal de Almadén-Puertollano. En Almadén han sido estudiados varios niveles pertenecientes a este período geológico, que se encuentran discordantes sobre los anteriores tramos paleozoicos. Estos estratos se atribuyen al Carbonífero superior, aunque la escasez de fósiles hace imprecisa su datación; en Puertollano se han relacionado con el Estefaniense. Se componen fundamentalmente de depósitos glaciares, de materiales volcánicos y de conglomerados cuarcíticos que se encuentran subhorizontales y discordantes sobre el Devónico, el Silúrico o el Ordovícico según los casos, lo cual permite calificarlos de posteriores a las fases principales del plegamiento Hercínico (M.J.Aguilar y otros, 1987: Mapa geológico de Almadén).

Los más abundantes son los depósitos glaciares compuestos por clastos subredondeados heterométricos, desde algunos centímetros hasta más de 10 m. de diámetro, que presentan superficies pulidas.

### 1.2.7. Las rocas graníticas

El roquedo plutónico apenas se encuentra representado en la superficie estudiada. El único afloramiento de materiales graníticos de cierta extensión se encuentra en las cercanías de Fontanosas, interior del Macizo Canalizos-Navacerrada en el área suroccidental de la comarca. Se trata de una roca de grano medio a grueso calificada de granitoide o de granodiorita compuesta de cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico (M.J.Aguilar y otros, 1987: Mapa geológico de Almadén).

La datación que se le asigna es tardihercínica, ya que se intruye en las estructuras de plegamiento principales y origina metamorfismo de contacto en las rocas sedimentarias que le sirven de caja.

La posición de este afloramiento granítico en el interior de un anticlinal desmantelado lo pone en contacto con las litologías precámbricas. Topográficamente este conjunto plutónico se sitúa en un área deprimida por la que circula el río Quejigares, afluente del Valdeazogues, el cual se encaja en él, aprovechando que se encuentra muy alterado y se comporta como arena.

Hay otro afloramiento de características similares aunque ya fuera de la comarca estudiada, concretamente en el sector de Garlitos, cercano al área donde el río Esteras sale del ámbito comarcal y se aproxima a su desembocadura en el Zújar.

Con menor extensión superficial y con caracteres petrológicos distintos, hay una gran variedad de afloramientos de materiales ígneos que además de su escasísima extensión tampoco poseen importancia morfológica destacable. Se trata de diques lamprofídicos, porfídicos, etc, que aparecen frecuentemente en las zonas de Abenójar, Tirteafuera y Almadén sobre todo. Se les sitúa cronológicamente, al igual que los granitos, al final de la Tectónica Hercínica.

### 1.2.8. El Terciario: Plioceno

Tras un lapso de tiempo que abarca todo el Secundario y casi todo el Terciario, el registro sedimentario vuelve a estar presente en nuestro territorio a finales del Terciario superior, concretamente en el Plioceno. Las investigaciones de

las últimas décadas han datado en este período geológico los materiales sedimentarios que rellenan las cuencas locales que se establecieron en el Neógeno (E.Molina en 1975 todavía consideraba Mioceno superior una parte del citado relleno).

Se han distinguido varios conjuntos dentro de esta época y, mientras los más antiguos son de carácter esencialmente detrítico, los más recientes presentan características calcáreas o margosas.

El primer tramo, datado en el Rusciniense (Plioceno inferior) es un paquete de conglomerados, areniscas, arenas y fangos que suelen poseer cementaciones ferruginosas y cuyo espesor máximo es de unos 25-30 m. y niveles de materiales volcánicos. Se localizan principalmente en el Campo de Calatrava, dentro de las depresiones y cuencas como las de Alcolea de Calatrava, Corral de Calatrava, etc.; en el sector de los Montes también las han mencionado y cartografiado en los recientes mapas geológicos. Esta edad aunque de una forma imprecisa ya se la habíamos asignado nosotros mismos por estar debajo de las rañas en este sector (J.L.García Rayego y J.Muñoz, 1986). En el Campo de Calatrava la extensión que cubre esta unidad inferior es mayor que la de los Montes, y origina unas formas más o menos suaves y excavadas dentro de estas depresiones o cuencas. En el sector occidental apenas tiene trascendencia morfológica, ya que se observa como soporte de las rañas en los taludes que han sido ocasionados por la red fluvial o por intervenciones humanas (sobre todo carreteras).

El siguiente grupo, que supondría el techo del Plioceno inferior aunque en parte es un cambio de facies con respecto a la unidad anterior, es un tramo de margas y calizas con algunas intercalaciones volcánicas. Su espesor total se ha cifrado en unos 100 m. (J.M.Portero y otros, 1989: Mapa geológico de Ciudad Real) y se extiende por el Campo de Calatrava, llegando por el Oeste como máximo a la zona de Piedrabuena, estando ausente en el sector de los Montes. Esta unidad litoestratigráfica se encuentra topográficamente más elevada que la anterior destacando como mesas debido a la su mayor dureza de los componentes calcáreos.

El último conjunto terciario es un grupo de materiales en los que alternan gravas, arenas y fangos con margas y calizas arenosas. Ha sido datado en el Plioceno final, gracias al descubrimiento de uno de los yacimientos paleontológicos más

importantes de la región: Las Higueruelas. Las numerosas excavaciones y estudios realizados en él desde comienzos de los años 70 han servido no sólo para datar esta última secuencia como Villafranquiense inferior y medio, sino para relacionarla con los sedimentos pliocenos inferiores. En esta última unidad pliocena se encuentran embalados abundantes materiales volcánicos piroclásticos.

### **1.2.9. Las rocas volcánicas**

La abundancia y la notable variedad de estos materiales endógenos son un rasgo fundamental en el sector oriental de nuestra comarca, que hemos llamado Campo de Calatrava. Fuera de él, e incluso del territorio analizado, también pueden encontrarse pero con mucha menor extensión. Así desde el punto de vista geológico y geomorfológico el volcanismo imprime una personalidad especial a este sector; sin embargo las influencias en el paisaje vegetal y agrario son muy ligeras, aunque perceptibles.

Atendiendo a factores geológicos, ya que los morfológicos se tratarán más adelante, las rocas volcánicas de la comarca se han dividido en rocas masivas, piroclásticas de proyección y depósitos hidromagmáticos. El criterio de diferenciación en este caso sería textural y también composicional, ya que los materiales de origen hidromagmático poseen elementos no volcánicos.

Las rocas masivas son lavas correspondientes en su mayor parte a coladas y raras veces a restos de chimeneas. Su naturaleza litológica es diversa.

Los piroclastos de proyección se relacionan con aparatos estrombolianos, que arrojaron bombas y escorias siendo más escasos los tamaños de lapilli y ceniza. También estos materiales, correspondientes a conos, poseen litologías variadas.

Los depósitos hidromagmáticos son muy importantes en la zona y se les asigna entre el 40-50% de los afloramientos volcánicos existentes en ella. Estos materiales pueden ser arrojados por el volcán como consecuencia de la interacción del magma con el agua, aunque también se ha señalado un posible exceso de gas carbónico en el magma como causante de su emisión (C.Romero y otros, 1986).



En cuanto a la composición químico-mineralógica hay que señalar, en primer lugar, que el volcanismo del Campo de Calatrava ha producido materiales fundamentalmente básicos. En las antiguas obras geológicas se les definía genéricamente como basaltos, añadiéndose a cada uno de sus tipos un calificativo en función de los minerales más importantes. Así, F.Hernández-Pacheco (1932 b) distinguía basaltos nefelínicos, melilíticos, plagioclásicos u olivínicos y limburgitas. Recientemente se ha descartado el término basalto para aquellas rocas que no contienen feldespatos del género de las plagioclasas. E.Ancochea (1983) diferencia varios tipos petrológicos en el Campo de Calatrava, en función de la presencia de feldespatos y feldespatoideos y de la naturaleza de unos y otros, estableciendo la siguiente clasificación:

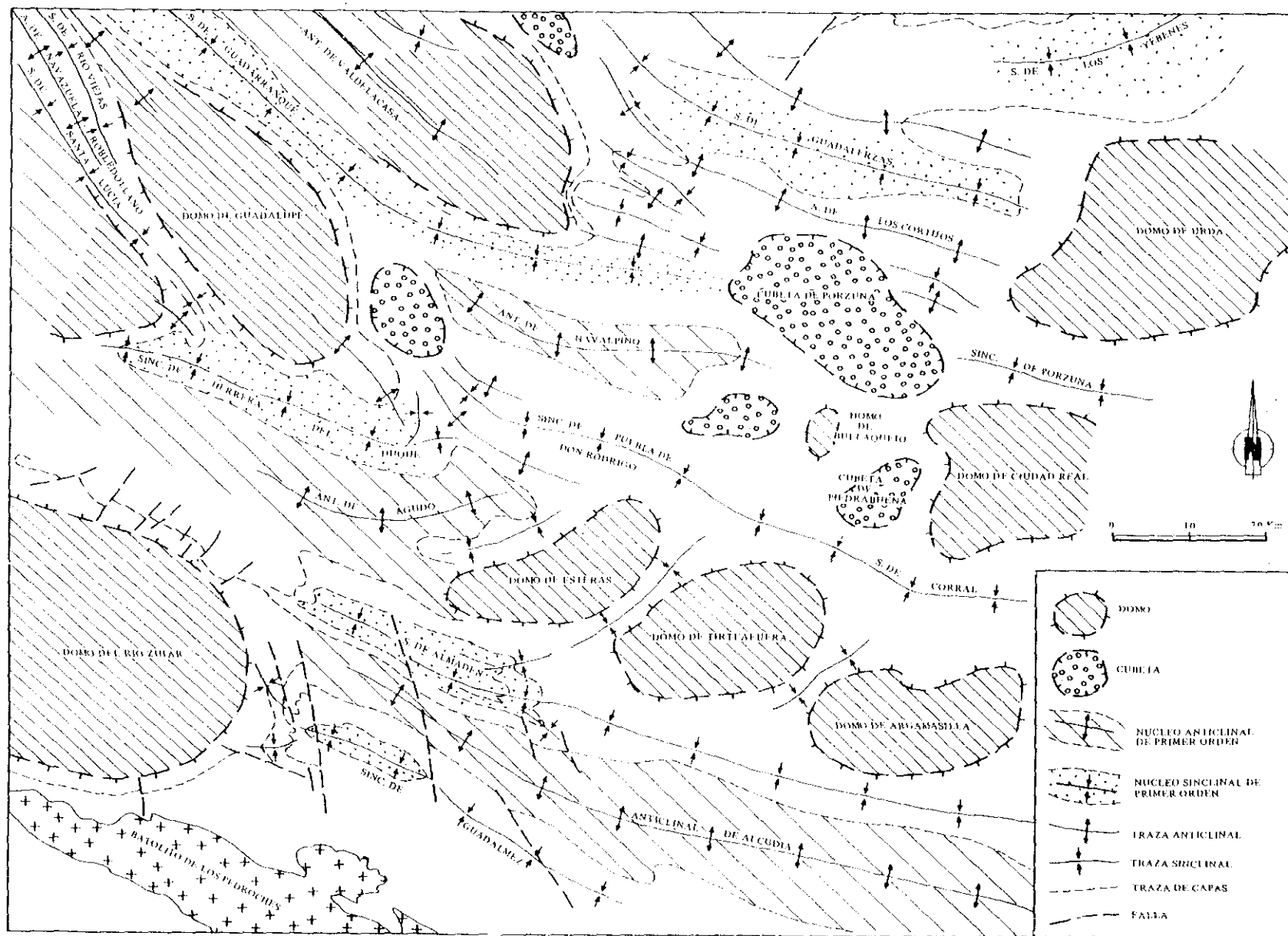
- Basaltos, si sólo contienen plagioclasa.
- Basanitas, si llevan plagioclasa y feldespatoideos.
- Nefelinitas olivínicas y Melilitas olivínicas, si sólo poseen feldespatoideos.
- Limburgitas, si no tienen ni feldespatos ni feldespatoideos.

Todos estos tipos son rocas con textura porfídica y llevan cristales de olivino y generalmente de augita y la mayor parte está ampliamente representada en la comarca, especialmente en el sector oriental, si exceptuamos las limburgitas. Éstas escasean bastante, apareciendo particularmente en el área cercana a Poblete.

Los materiales más frecuentes en composición son los de nefelinita olivínica y los basaltos y basanitas. Por otro lado y como ya se ha dicho, los depósitos hidromagmáticos son también muy frecuentes, pero engloban rocas no volcánicas.

En cuanto a la datación de los materiales volcánicos, como antes se explicaba, aparecen ya interestratificados en la secuencia pliocena e incluso miocena superior y llegan hasta el Cuaternario. Dataciones absolutas recientes (E.Ancochea, 1983) estiman la edad del volcanismo entre los 8,7 y los 1,7 millones de años, habiendo dos fases fundamentales: la primera entre 8,7-6,4 millones de años y la segunda entre 4,7-1,7 millones de años.

FIGURA 4 ESQUEMA ESTRUCTURAL DE LA PARTE SURESTE DE LA ZONA CENTROIBÉRICA  
(Según Comisión Nac. de Geología 1983)



Esquema estructural de la parte SE de la Zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado representado en la figura anterior (sector Montes de Toledo-Almadén).

### 1.2.10. Las rañas

El soporte estrictamente geológico de las "rañas" es un depósito de cantos cuarcíticos con un cierto desgaste que se empastan en una matriz arcillosa generalmente, en tonos rojizos o marrones. Los cantos también muestran en ocasiones unos colores castaños y presentan heterometría, que en algunos casos es bastante marcada. La potencia del depósito es en nuestra comarca de unos pocos metros generalmente, aunque el grosor varía de unos sectores a otros.

La génesis de estos depósitos, objeto de estudio desde antiguo no está suficientemente esclarecida, aunque las interpretaciones más sólidas apuntan hacia mecanismos de descarga aluvial o de arroyada laminar. Asimismo la edad que se ha señalado se sitúa en torno al Pliocuatrnario.

Las rañas se extienden por la mayoría de los sectores deprimidos de la comarca, especialmente en el sector de los Montes, siendo un depósito y una forma de relieve característica de este territorio y de otros vecinos del nuestro, como los Montes de Toledo y Sierra Morena.

### 1.2.11. Los depósitos de ladera

En las vertientes de las sierras cuarcíticas se encuentran dos tipos de formaciones detríticas: los coluviones con matriz fina y los depósitos sueltos de pedrizas o pedreras, en los que los clastos no poseen ninguna pasta que los englobe.

Los coluviones empastados, aunque poseen en sus elementos dimensiones variables, presentan muy habitualmente el tamaño canto. Dichos elementos gruesos se encuentran envueltos en una pasta arenoso-arcillosa de varios colores que oscilan entre el amarillento y casi blancuzco hasta el pardo-marrón y en ocasiones rojizo. Estos depósitos de ladera regularizan las vertientes serranas y a veces enlazan con formaciones de piedemonte (conos, rañas, etc), solándose asociar su génesis con las fases climáticas frías del Cuaternario, al igual que las pedrizas. Sin embargo, hay autores que apuntan una relación de estos coluviones con las alteraciones del sustrato paleozoico, ocasionadas a finales del Terciario en ambientes cálido-húmedos

prolongándose incluso en el Cuaternario (A.Martín Serrano y E.Molina, 1989: Mapa del Cuaternario de España).

Las pedrizas constituyen el otro tipo de formación de ladera, caracterizándose por estar totalmente desprovistas de elementos finos y presentar una granulometría de cantos y bloques muy heterométricos. Estos depósitos se encuentran sobre los coluviones, de ahí que se haya señalado una edad posterior (también Cuaternario) para estas acumulaciones pedregosas. Todos los hechos inclinan a pensar que es otro depósito distinto y posterior al de los coluviones empastados y no una evolución de éstos por el lavado de las partículas finas. Las pedrizas se encuentran prácticamente por todas las laderas serranas y no en unos puestos privilegiados como algunos autores han señalado. Otra cosa es que se encuentran en distintos grados de colonización vegetal.

#### **1.2.12. Las costras**

En las bajas laderas y piedemonte de unas pocas localidades (cubeta de Piedrabuena y ciertos sectores del Campo de Calatrava) aparecen unos encostramientos de cierto espesor donde los cantos cuarcíticos se encuentran englobados y cementados por hierro y manganeso. Esta formación de gran interés desde el punto de vista geológico y edáfico ha sido estudiada detenidamente desde los años 70 y ha sido objeto de explicaciones distintas y de dataciones diversas. Autores como E.Molina (1975) y los autores del Mapa Geológico de España (J.M.Portero y otros, 1989: Mapa geológico de Ciudad Real) piensan en una edad de finales del Oligoceno y comienzos del Mioceno para las "corazas ferruginosas" y asocian su génesis a las alteraciones tropicales del zócalo. Recientemente otros estudios han señalado (T.Torres y otros, 1986-87; A.Crespo Zamorano, 1992; y M.A.Poblete Piedrabuena, 1989) la existencia de una "costra" y no de una coraza y la relación de estos encostramientos ferromanganesíferos con las aguas termales frecuentes de esta zona. Por otro lado, estas costras se situarían en la parte superior de las series pliocuaternarias y no entre el zócalo y el Neógeno como apuntaban los estudios anteriores.

### **1.2.13. Los depósitos aluviales**

Son los sedimentos más modernos de la zona y están compuestos por cantos cuarcíticos generalmente, a veces con cuarzos, y limos y arenas fluviales que en ciertos lugares, en torno al río Guadiana y el Bullaque sobre todo, configuran niveles de terraza de cierta importancia, que se han datado en el Pleistoceno. Naturalmente los fondos actuales de estos valles aparecen, tanto en estos valles más importantes como en los pequeños barrancos y riachuelos, recubiertos de cantos y material fino de época holocena.

Relacionado con los típicos depósitos fluviales hay también formaciones de abanico, cono, etc, de funcionamiento esporádico más torrencial, que hay que asociar también a esta misma época cuaternaria.

Todas estas formaciones recientes serán explicadas más detenidamente en el apartado de los modelados, incluido en el análisis geomorfológico.

### 1.3. LAS ESTRUCTURAS

Los materiales precámbricos y cámbricos se encuentran afectados por fases de deformación anteriores a la Orogenia Hercínica, de ahí las discordancias que los separan y enmarcan. En realidad se han citado, aunque no hay total unanimidad entre los geólogos, una discordancia precámbrica, otra precámbrica-cámbrica y un tercer conjunto de deformaciones que sería ya de edad cámbrica, justificando la disconformidad del Ordovícico sobre el sustrato en que se apoya. Todas ellas son huellas geológicas más que geomorfológicas, ya que todos los conjuntos estratigráficos anteordovícicos se encuentran configurando una topografía deprimida sin influencias significativas. Por tanto, ni los cambios litológicos ya mencionados, ni las disposiciones de estos materiales, se traducen en una organización morfológica contrastada. Geológicamente sin embargo, se ha observado un conjunto de pliegues con orientación Norte-Sur que afecta a los materiales precámbricos, aunque estas deformaciones se encuentran enmascaradas por la esquistosidad posterior que se ha desarrollado muy favorablemente en las rocas pelíticas predominantes en este sistema cronoestratigráfico.

Son las estructuras generadas en la Orogenia Hercínica las que organizan la trama geológica de la comarca y sobre la que se configura el relieve estructural.

El territorio estudiado se incluye en la denominada zona Centroibérica y concretamente en el extremo suroriental de la misma (Comisión Nacional de Geología, 1983). Las estructuras se caracterizan en este área por presentar anticlinales anchos en forma de domo y sinclinales estrechos y alargados que, en ocasiones, se ensanchan formando cubetas. Estas figuras de plegamiento se han achacado a la interferencia de dos fases tectónicas. La primera fase de compresión origina pliegues, con dirección WNW-ESE aproximadamente, además de esquistosidad y fracturas. La segunda fase trastoca las estructuras gestadas en la fase anterior y es la causante de los domos y cubetas. Finalmente se ha citado una fase de fracturación tardihercínica que disloca todas las estructuras creadas, originando una densísima red de fracturas, algunas de las cuales proceden de las fases anteriores y se reactivan al término de la orogenia.

Las huellas que ha dejado en el territorio estudiado el conjunto de deformaciones hercínicas se ven claramente cuando se realiza un estudio mínimamente detallado, poniéndose de manifiesto nítidamente la importancia que tienen en el relieve las disposiciones creadas en esta orogenia.

Nuestra comarca se encuentra limitada tanto al Norte como al Sur por sinclinales de gran relevancia. El sinclinal de Horcajo de los Montes-Alcoba-Porzuna-Malagón se desarrolla en el borde septentrional a lo largo de decenas de Kms. con rumbo WNW-ESE, aunque varía ligeramente según los tramos, y en su parte central, la de Alcoba, se convierte en una anchísima cubeta. Al Sur, el sinclinal de Almadén-Puertollano ofrece unas características más homogéneas en este sentido, manteniendo bastante linealidad, que es una característica que hacia el Sur se hace constante en los anticlinales y sinclinales de Alcudia, Sierra Madrona, etc. (correspondientes ya a Sierra Morena).

En el interior de la comarca sin embargo sólo hay un gran pliegue sinclinal, el del Guadiana, que se alarga de Noroeste a Sureste a través de 80 ó 90 Kms., entre Corral de Calatrava y Puebla de Don Rodrigo. Este pliegue no posee una columna estratigráfica tan completa como los marginales citados, que llegan incluso al Carbonífero, y es algo más estrecho que éstos. En el extremo occidental también se sitúa otro gran pliegue sinclinal de dirección Noroeste-Sureste, el de Herrera del Duque, donde la sedimentación paleozoica conservada llega hasta el Devónico y que también tiene una forma estrecha y alargada similar al del Guadiana, aunque posee mucha menor longitud.

El sinclinal del Guadiana, que recorre todo el territorio en su parte central, puede considerarse como su eje estructural; al Norte de él aparecen áreas anticlinorias más complejas donde abunda la cuarcita armoricana, mientras que al Sur se halla un sector donde predominan grandes anticlinales actualmente vaciados. Estos pliegues del Sur tienen forma de domo, especialmente el del Esteras y el del Tirteafuera, que puede separarse en dos; al Oeste, el de Abenójar y, al Este, el de Argamasilla. El anticlinal más occidental de esta franja o sector meridional de la comarca es el de Agudo-Siruela, que se presenta algo más alargado que éstos. A pesar de esta simplicidad estructural, en el área de enlace entre el anticlinal del

Esteras y del Tirteafuera, los pliegues menores abundan, complicando las estructuras y las formas derivadas de ellas.

En el Norte la situación es más compleja, ya que excepto en el extremo occidental, donde se encuentra el anticlinal de Arroba-Navalpino, y en el extremo oriental, en un sector del domo de Ciudad Real, el resto es un área predominantemente anticlinoria pero muy replegada donde la cuarcita tremadociense y arenigiense predominan de un modo marcado (Área anticlinoria de Solanazo-Valronquillo). Incluso en la parte oriental, como se acaba de decir, mientras en el Sur el domo de Alcolea-Ciudad Real presenta una notable simplicidad, en el Norte el área anticlinoria de Porzuna-Fernancaballero ofrece un conjunto de anticlinales y sinclinales en las cuarcitas ordovícicas que resulta bastante complejo.

La dirección de todo el conjunto comarcal es Noroeste-Sureste pero adopta un sentido menos oblicuo al avanzar a oriente, de modo que en el Campo de Calatrava las direcciones son ya Oeste-Este. El ver esta dirección estructural sólo en esta parte oriental es lo que ha hecho hablar a ciertos autores de direcciones no hercínicas, sino alpinas, lo que se comprueba claramente inadecuado. Se trata de una ligera inflexión en la dirección predominante, cambio que se produce no sólo en nuestro territorio sino también en los Montes de Toledo, al Norte, y en Alcudia y Sierra Morena, al Sur. Así todo el Macizo hercínico, que en esta parte de la zona Centroibérica lleva una dirección Noroeste-Sureste, adopta la Oeste-Este a partir de una longitud geográfica determinada (Ventas con Peña Aguilera, el Molinillo, Porzuna, Piedrabuena, Cabezarados, Almodóvar del Campo).

En detalle, la mayoría de las áreas estructurales poseen también predominantemente la dirección WNW-ESE, aunque en ciertos casos se modifica este sentido, como el del domo del Esteras que va de Noreste a Suroeste. Además, en el sector de enlace entre este anticlinal y el de Abenójar, aparece un área anticlinoria ya señalada, cuyas direcciones son más variables existiendo tanto la Noroeste-Sureste como la Noreste-Suroeste o intermedias.

A grandes rasgos puede decirse, pues, que hay una banda o franja septentrional compuesta por áreas anticlinorias que son el anticlinal de Arroba



Figura 5 Afloramientos volcánicos de España central

(Según E. Ancochea 1983 modif.)



-Navalpino, el área anticlinoria de Solanazo-Valronquillo y el Domo de Ciudad Real, que puede desmembrarse en el área anticlinoria de Porzuna-Fernancaballero y el domo de Alcolea de Calatrava-Ciudad Real. En el centro, se sitúan el sinclinorio del Guadiana y el de Herrera del Duque, entre los que se interpone en el extremo occidental el área anticlinoria de Cantos Negros-Los Ancares. En la franja Sur se distinguen el anticlinal de Agudo y el domo del Esteras, que se unen al Oeste en Siruela formando un solo pliegue, y el domo de Tirteafuera, que puede separarse en dos, el de Abenójar al Oeste y el de Argamasilla al Este. En esta parte oriental el cierre periclinal organiza una compleja área anticlinoria en el sector de Aldea del Rey-Puertollano.

Observando estas estructuras se concluye que no hay diferencias notables en la organización geológica básica entre el sector occidental o de los Montes y el oriental o del Campo de Calatrava. Son otros factores morfológicos y paisajísticos los que hacen que en este trabajo se hayan diferenciado estos dos sectores, pero, como se ve, también hay elementos para que su estudio se haga de un modo conjunto.

Las disposiciones estructurales que se acaban de señalar responden, como se ha dicho, a los esfuerzos de distinto signo que sufrieron los materiales constitutivos de este territorio y los vecinos durante la Orogenia Hercínica. Posteriormente, los movimientos tectónicos, si han existido han debido de tener una importancia reducida. Que no haya registro sedimentario durante el Secundario y la mayor parte del Terciario entorpece esta clarificación. Los sedimentos del Terciario superior se encuentran casi horizontales, pudiéndose relacionar sus ligeras ondulaciones con el fenómeno volcánico, como ya se ha hecho por parte de diversos autores. Sobre estos hechos se volverá más adelante, quedando ya reseñadas las grandes estructuras geológicas de la comarca.

#### 1.4. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos de nuestro territorio se depositaron en una cuenca de sedimentación marina durante el Precámbrico y tienen un carácter pizarroso y grauváquico aunque también aparecen niveles calcáreos y conglomeráticos. Se han establecido facies distintas (turbídicas, desorganizadas) en relación con el ambiente de la sedimentación. Aunque no hay acuerdo unánime, se han citado varias fases tectónicas que afectaron (plegaron y fracturaron) a los distintos tramos que se han señalado en el Precámbrico, separados por discordancias, que evidencian también acciones erosivas de gran importancia sobre estos roquedos.

En el Cámbrico inferior continúa la sedimentación en ciertas áreas con pizarras y areniscas, sin embargo el resto del Cámbrico está ausente como consecuencia de las fases tectónicas sárdicas y de la actividad erosiva vinculada a éstas. Así pues, el Ordovícico aparece discordante sobre cualquiera de los materiales sobre los que descansa y su deposición en el primer tramo (Tremadoc), previo a la cuarcita armoricana, es bastante irregular (con acuñaientos, etc), ya que se verifica sobre un paleorrelieve irregular derivado de los movimientos sárdicos. A partir de aquí, la sedimentación en régimen transgresivo de las arenas convertidas posteriormente en cuarcitas del Arenig se hace extensiva a toda la cuenca geosinclinal. Estos materiales se depositan cerca de la costa y, conforme el mar avanza, la serie se compone de materiales más finos como los del Llanvirn y Llandeilo. Los sedimentos del Caradoc y Ashgill testimonian, con sus facies predominantemente más groseras, episodios regresivos. Estas pulsaciones se suceden a lo largo de todo el Paleozoico, comenzando los ciclos con depósitos pizarrosos y culminando con sedimentos arenosos-cuarcíticos. Desde el Llandeilo hasta el Devónico se suceden varias fases de volcanismo cuyas manifestaciones se intercalan en los materiales anteriores. El Devónico, con alternancias tipo flysch, presenta una base transgresiva y la cuenca pasa de un período de tranquilidad a una etapa con movimiento en la vertical (M. San José en I.G.M.E., 1971 a). Esta serie tiene tendencia regresiva hacia el techo continuando la movilidad hasta el paroxismo hercínico, que transcurre entre el Namuriense y el Westfaliense.

La Tectónica Hercínica es un proceso de gran intensidad y fundamental para explicar la organización estructural y las características litológicas del roquedo de la comarca. Las distintas fases ya enunciadas generan un conjunto de estructuras de plegamiento y fracturación que han sido descritas anteriormente, además de producir la intrusión de material granítico en sectores muy localizados, especialmente en el de Fontanosas.

Una vez construida la cordillera a finales del Primario, los procesos erosivos, que ya han iniciado su actuación sintectónicamente, comienzan a elaborar formas de relieve, manteniéndose la actividad morfogenética durante el Secundario y el Terciario. La Tectónica Alpina del Terciario superior no parece haber tenido una relevancia significativa desde el punto de vista geomorfológico, más bien reactivaría líneas de debilidad, que tendrían una escasa importancia en el interior de los viejos macizos hercínicos. Estas fases tectónicas tendrían, por el contrario, una gran importancia en la definición de las cuencas terciarias, como la manchega, las extremeñas, etc., donde los sedimentos se depositan habiendo testimonios materiales del Neógeno.

Estos depósitos se inician en nuestra comarca en ambiente continental con sedimentos groseros, primero conglomeráticos, después arcillosos, convirtiéndose finalmente en margas y calizas en el techo de la columna estratigráfica, relacionándose éstos con épocas de gran estabilidad de las cuencas. Según algunos autores, estas capas se encuentran deformadas por fases alpinas póstumas o movimientos neotectónicos acaecidos durante el Plioceno. Para otros autores estas ondulaciones estarían causadas por el volcanismo. Este proceso habría que ponerlo en relación, según los autores que lo han analizado, con el funcionamiento de un rift abortado, y afecta no sólo a los sedimentos neógenos sino también a los depósitos de las terrazas fluviales más antiguas. El desarrollo de la red fluvial y el tapizado de las vertientes por sedimentos de varias generaciones cierran la historia geológica de la comarca que, como en casi todos los casos, es geomorfológica y se analizará en profundidad y se matizará en el apartado correspondiente.

---

## 2. LOS ESTUDIOS GEOMORFOLOGICOS

---

Si la bibliografía geológica sobre nuestra comarca hasta los años 70 era reducida, las aportaciones morfológicas eran aún más escasas. En realidad sólo pueden señalarse los estudios de los Hernández-Pacheco, especialmente los de Francisco Hernández-Pacheco. Estos trabajos fueron los que fundamentaron en parte las interpretaciones que sobre nuestro territorio y los vecinos realizó L.Solé Sabarís. Las ideas de este autor repetidamente expresadas en manuales de Geografía y Geología de España se enmarcan en una perspectiva similar a la de los trabajos que realizó sobre el Sistema Central en colaboración con P.Birot.

Todos estos estudios intentaron dar cuenta, tanto en esta comarca como en otras, de la existencia de una configuración morfológica articulada en dos superficies fundamentales, la de cumbres y la de piedemonte, y de sus características topográficas más o menos aplanadas.

F.Hernández-Pacheco, tanto en su trabajo de 1932 como en el de 1952 que realizó con F.Cabañas Ruesgas, pone el comienzo de la génesis del relieve actual en el modelado de una extensa penillanura originada en el Secundario, testigo de la cual sería el nivel de cumbres actuales. Esta superficie erosiva se rejuvenece en el Terciario, formándose asimismo depresiones que irán rellenándose de materiales arcósicos. En el Mioceno se suceden ciclos de erosión y períodos de deposición que van a configurar el nivel de arrasamiento postpontense que "da peculiar carácter a comarcas paleozoicas, graníticas y aún terciarias del occidente peninsular, recorridas por las alineaciones hespéricas cuarcitosas" (F.Hernández-Pacheco y F.Cabañas, 1952). Entre los dos trabajos citados hay una diferencia en la datación de la fracturación de la antigua superficie de erosión: mientras en el primer estudio se sitúa en el Neógeno, en el segundo se data en el Oligoceno.

F.Mingarro Martín (1958), por su parte, investiga el tramo del valle del río Guadiana incluido en el área, apuntando ideas similares a las de los autores anteriores y señalando la isoaltitud culminante, testigo de una penillanura secundaria, el rejuvenecimiento terciario y la formación de otra penillanura, la postpontense.

Las publicaciones de L.Solé Sabarís entre los años 50 y 80, realizados en manuales de Geografía de España y en algún caso de Geología de España, muestran una interpretación relativamente similar a la de F.Hernández-Pacheco, aunque con modificaciones.

La interpretación de Solé Sabarís ha sufrido ciertos retoques desde su primera formulación (1952), en la que la penillanura (nivel de cumbres) fundamental se data en el Mioceno y el pedimento en el Plioceno. Esta visión, también impregnada de tradición davisiana como las de F.Hernández-Pacheco, acorta la duración de la génesis morfológica (J.Muñoz, 1976). Sin embargo en sus trabajos posteriores (1966, 1968, 1978 y 1983) reconoce la antigüedad del nivel culminante, que testimonia una penillanura poligénica, en buena parte pretriásica. Lo que ocurre es que esta superficie antigua podría coincidir en determinados sectores (los menos afectados por el abombamiento del Terciario) con una penillanura finimiocena que nivelaría las áreas topográficas deprimidas. En los ámbitos más influidos por las desnivelaciones alpinas se observaría bien la diferencia entre las dos superficies de erosión. Las rañas, por su parte, se contemplan como resultado de un nuevo ciclo que se verifica en el Villafranquiense y al que se asocian asimismo los modelados de los montes-isla y del pedimento.

A partir de los años 70 y tras haberse realizado estudios geológicos más detallados, las investigaciones morfológicas de áreas cercanas a nuestro territorio comienzan a enfocarse, a la luz de nuevos paradigmas en el campo de la geomorfología, de un modo distinto. Este es el caso de la obra de J.Muñoz (1976) que, una vez realizado el estudio geológico y morfológico detallado de los Montes de Toledo, apunta una interpretación ciertamente novedosa de esta región con la que la nuestra se encuentra muy emparentada. Los fundamentos geológicos de esta interpretación están basados por un lado en el estilo tectónico del Plegamiento Hercínico, que se caracteriza por la presencia de grandes anticlinales en forma de cofre y sinclinales estrechos y alargados. Por otro lado, se subraya la clara diferenciación de dos conjuntos litoestratigráficos, uno inferior, que abarca hasta el paquete de la cuarcita armoricana y otro superior, que tiene su base en este tramo arenigiense.

Según esta interpretación, el proceso morfogenético comenzaría actuando sintectónicamente en los anticlinorios, dada su mayor elevación y arrasaría con relativa rapidez el conjunto litoestratigráfico superior -dada su no excesiva resistencia- dejando al descubierto la cuarcita armoricana. Ésta, mucho más resistente, tardaría más tiempo en ser destruida.

Así, la denominada por los autores anteriores penillanura de cumbres, sería un estadio más en este proceso morfológico, relacionado con la dureza de la cuarcita armoricana. Habría que hablar pues, en los casos en que se conservan, de "superficies estructurales derivadas". Una vez eliminada la cuarcita armoricana en algunos sectores, la actividad erosiva continuaría de una forma más acelerada, ya que los materiales inferiores son más blandos que los paquetes arenigienses.

Por lo que respecta al nivel de piedemonte, este autor señala que el nivel inferior se podría labrar durante el Secundario. Así pues, cuando la Tectónica Alpina se produce la región dista mucho de ser una penillanura, y su papel consistiría en una reactivación de las fracturas hercínicas que en el interior de los Montes tendría un papel morfológico muy poco significativo. Sin embargo, esta orogenia sí supondría una aceleración de los procesos erosivos, al desencadenar el hundimiento de las cuencas manchegas, del Tajo, etc. Los rasgos apalachenses del relieve no harían sino profundizarse y remarcarse, especialmente el nivel de piedemonte que, bajo la acción de climas áridos, adquiere la caracterización de pedimento durante el Mioceno a la vez que se labran los montes-isla o inselberg.

Este mismo autor, recientemente ha actualizado esta misma interpretación en un trabajo con objetivos más concretos (J. Muñoz, 1989). En este estudio se señala que alguno de los fenómenos de inadaptación fluvial a las estructuras en los relieves apalachenses montesinos son de génesis muy reciente y no están ligados a fenómenos de antecedencia hidrográfica. Así, algunos de los ríos más destacados de los Montes de Toledo o se adaptan a las morfoestructuras o se han establecido muy recientemente y no sobre una penillanura que ha sido posteriormente rejuvenecida, factor éste que explicaría en las teorías clásicas las inadaptaciones fluviales.

En los años 80 se ha venido desarrollando también otra línea de investigación, aunque no se ha concretado específicamente a estas regiones, sino a las áreas del

zócalo zamorano. (A.Martín-Serrano, 1989, F.García Abbad y A.Martín-Serrano, 1980). Estos enfoques se basan fundamentalmente en el reconocimiento de un potente perfil de alteración química en el zócalo hercínico, que sólo pudo formarse durante el Secundario bajo climas cálidos y húmedos sobre un relieve prácticamente arrasado aunque con algunos relieves residuales (superficie inicial). Este manto de alteración sería la fuente de los depósitos del Terciario antiguo que se conservan en las cuencas próximas, con una facies rica en minerales arcillosos caolínicos y de cuarzo con cementaciones de óxidos e hidróxidos de hierro y de sílice. La destrucción de este perfil dejaría al descubierto las irregularidades del frente de meteorización, configurando una superficie grabada o "Echtplain". El desencadenamiento de estos procesos vendría especialmente favorecido por una desnivelación tectónica que acentuaría la erosión del manto alterítico. Por lo tanto, en esta interpretación al iniciarse el Terciario se habría creado ya la típica topografía apalachense, con un nivel de cumbres y uno de vallonadas que sería la superficie fundamental. Naturalmente ha habido importantes retoques posteriores, pero sobre esta trama apalachiana ya creada.

Como se ve, en estas dos últimas décadas la explicación de la historia geomorfológica de diversos sectores significativos del Macizo Hercínico se ha complicado sensiblemente. Además, a las esquemáticas síntesis que acabamos de hacer de algunas interpretaciones de la evolución del relieve de períodos antiguos hay que sumar la reciente historia geomorfológica. Ésta, al disponerse de más datos y testimonios, adquiere un nivel de estudio muy detallado.

En las interpretaciones más antiguas, el relleno mioceno tras la Tectónica Alpina y el rejuvenecimiento del relieve y la configuración de una superficie de erosión finimiocena postpontense eran, junto con el pedimento plioceno y la formación de rañas y de la red fluvial, los únicos acontecimientos morfológicos de los tiempos recientes. En los últimos años se han realizado trabajos sobre el sector del Campo de Calatrava o la contigua Llanura Manchega fundamentalmente, aún cuando no faltan los referentes a las áreas del zócalo hercínico. En cualquier caso, ciertos procesos del zócalo pueden aplicarse a las cuencas y viceversa y además se hace necesaria la interrelación entre ambas áreas; por eso tendremos que incluir



interpretaciones de comarcas cercanas a la nuestra. Así, los trabajos de E.Molina, acerca de una parte del Campo de Calatrava (1975), el de J.Muñoz ya mencionado sobre los Montes de Toledo (1976), el de A.Pérez González sobre la Llanura Manchega (1982) y los estudios para la Cartografía Geológica de España 1:50.000 de la Serie Magna, constituyen la parte esencial de la bibliografía geomorfológica sobre los modelados más recientes de estos territorios.

Los estudios recientes han datado como más modernos los sedimentos terciarios de las cuencas manchegas, llevándolos hasta el Plioceno, según datos paleontológicos precisos. La influencia de movimientos tectónicos se considera ahora más importante por parte de algunos autores, que la consideran fundamental, no sólo para explicar la génesis de las propias cuencas, sino también para dar razón de la deformación de los rellenos de estas depresiones. Incluso los movimientos tectónicos han sido señalados para explicar la génesis de las rañas y ciertos fenómenos fluviales, como solapamientos de unas terrazas por otras, encharcamientos del Guadiana, etc. Ligados a estas fases tectónicas, se apuntan fases erosivas que arrasan el relieve configurando superficies de erosión. Así, se han citado desde el Plioceno hasta tres fases tectónicas y otras tantas superficies de erosión.

Otros autores, sin embargo, no encuentran justificadas tantas implicaciones tectónicas, ni en la formación de los materiales neógenos, que pueden ondularse por el volcanismo, ni en las morfogénesis de la raña, a la que asocian a factores puramente climáticos.

La raña es una de las formaciones más destacadas paisajísticamente y más controvertidas, tanto en su génesis primera, como en su desarrollo. Como ya se ha dicho, hay investigadores que apuntan a fases tectónicas como factor desencadenante y otros que no lo ven necesario, señalando que los cambios climáticos pueden explicarlas satisfactoriamente. La configuración de los extensos canturrales, para unos, sería un proceso fluvial y, para otros, más cercano al funcionamiento torrencial o de arroyada u otros intermedios y, por tanto, la definición de la raña como forma de relieve varía entre la consideración de abanico aluvial, glacis de acumulación, etc.

Como se ve, en las dos últimas décadas el conocimiento geomorfológico se ha ampliado y precisado notablemente. El presente estudio y, sobre todo, otros

específicamente geomorfológicos, que están en curso de realización, pretenden definir y esclarecer más exactamente las formas y la evolución del relieve de estas comarcas.

---

### 3. LA ORGANIZACION GEOMORFOLOGICA DEL TERRITORIO Y LA EVOLUCION DE SU RELIEVE

---

La escala y el objetivo del presente estudio, que no es específicamente geomorfológico, imponen no entrar en profundidad en algunos temas significativos como la génesis de diversos elementos del relieve, ni aspirar a la formulación de una síntesis de la evolución morfogenética del territorio que resulte innovadora. Lo que se pretende es definir y describir el marco geomorfológico, explicando sus rasgos más sobresalientes a una escala regional o comarcal, desde una perspectiva no reductoramente geomorfológica, sino global o paisajística. El relieve es un elemento del territorio y del paisaje por sí mismo y es además un marco y factor del resto de los elementos del medio natural y de la actividad humana. Este trabajo pretende explicar los rasgos intrínsecos más destacados del relieve y el fundamento que éstos aportan a los otros integrantes naturales. En concreto, nuestra comarca presenta un territorio muy influido por los caracteres del relieve, apreciándose estas repercusiones tanto en aspectos físicos y biológicos como humanos. Así pues el relieve, además de ser el armazón del espacio geográfico, constituye la explicación de numerosos hechos paisajísticos, naturales y antrópicos.

El relieve de la comarca se organiza en sus rasgos fundamentales sobre materiales y estructuras geológicas muy antiguas, pero claramente reconocibles y que son las que articulan el resto de los elementos geomorfológicos. Estas viejas estructuras con el paso de millones de años de actividad geomorfológica constituyen un entramado de unidades morfológicas de gran tamaño. Sobre esta trama morfoestructural se pueden distinguir, a una escala más detallada, formas estructurales más concretas que suelen repetirse en muchas de las grandes unidades. Asimismo, se alojan en estas morfoestructuras, matizándolas y confiriéndoles a veces una particular personalidad, unos modelados generados en los últimos 2 ó 3 millones de años y cuyas pautas se reparten, aunque con matices diferentes, por todo el territorio.

### 3.1. LAS MORFOESTRUCTURAS

Como se ha indicado al tratar de las estructuras geológicas que le sirven de base, no existen diferencias significativas entre el sector de los Montes y el del Campo de Calatrava en cuanto a las macroestructuras hercínicas. Siguiendo este criterio exclusivamente, hubiera sido pertinente el establecimiento de un sector Norte y otro meridional. Sin embargo, la cercanía en el Este de la gran cuenca manchega y la existencia de cuencas locales rellenas de materiales terciarios, por un lado, y la presencia, en bastantes áreas abrumadora, de aparatos volcánicos nos han inclinado a establecer los dos sectores de la comarca precisamente en base a estos criterios. Así, hemos distinguido el sector occidental o de los Montes y el oriental o del Campo de Calatrava, pudiéndose considerar como una transición ciertas unidades como la cubeta de Piedrabuena, las Sierras de Majadas, Valpérez y Mesa de la Hoya Redonda y la cuenca sinclinal del Guadiana entre Luciana y Pozuelos de Calatrava.

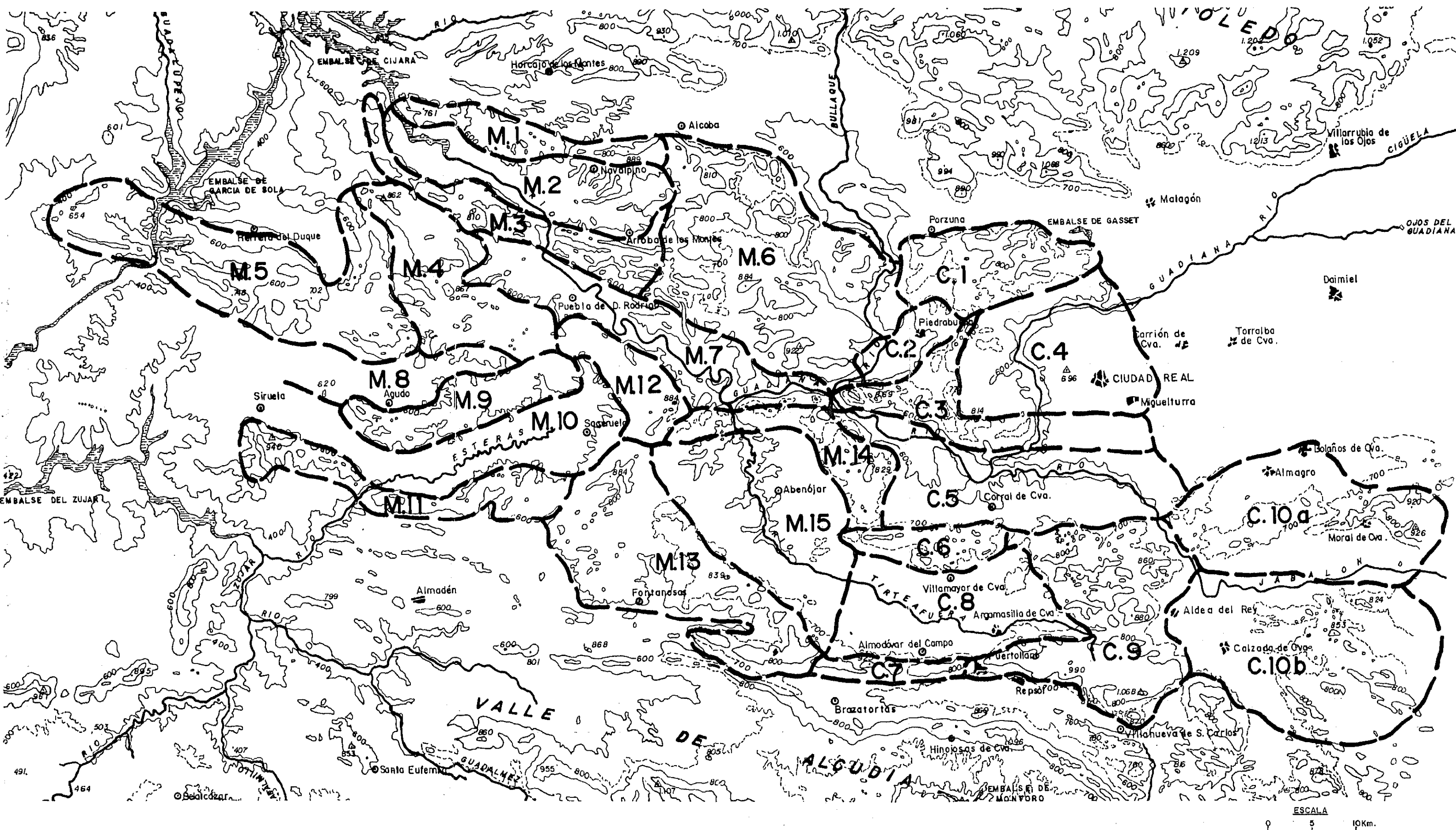
**Los Montes.**

- M.1. Sierras de Navalpino.
- M.2. Depresión anticlinal de Arroba-Navalpino.
- M.3. Sierras de Arroba.
- M.4. Sierras de Cantos Negros-Los Ancares.
- M.5. Sierras y Serrezuelas de Herrera del Duque.
- M.6. Macizo de Solanazo-Valronquillo.
- M.7. Cuenca sinclinal del Guadiana.
- M.8. Depresión anticlinal de Agudo.
- M.9. Sierras de Valdemanco del Esteras.
- M.10. Depresión anticlinal del Esteras.
- M.11. Sierras de Siruela-La Osa-El Picado.
- M.12. Sierras de Saceruela.
- M.13. Macizo de Canalizos-Navacerrada.
- M.14. Sierras de Cabezarados-Luciana.
- M.15. Depresión anticlinal de Abenójar.

**El Campo de Calatrava.**

- C.1. Sierras de Porzuna-Fernancaballero.
- C.2. Cubeta de Piedrabuena.
- C.3. Sierras de Piedrabuena-Alcolea de Calatrava.
- C.4. Depresión anticlinal de Picón-Alcolea de Calatrava.
- C.5. Cuenca sinclinal de Corral de Calatrava.
- C.6. Sierras de Villamayor de Calatrava.
- C.7. Sierras de Almodóvar del Campo.
- C.8. Depresión anticlinal de Argamasilla de Calatrava.
- C.9. Macizo de Calatrava.
- C.10. El Campo de Calatrava suroriental.
  - a) Sierras de Almagro-Moral de Calatrava.
  - b) Sierras de Calzada de Calatrava.

Figura 6 Unidades morfoestructurales



### 3.1.1. LOS MONTES

Aunque no faltan unos pocos asomos volcánicos en su borde oriental, el relieve estructural en esta parte del territorio estudiado se construye a partir del roquedo precámbrico y paleozoico que se caracteriza por estar muy replegado, conformándose una morfología serrana de complejidad notable. En el núcleo de los grandes anticlinales vaciados se labran depresiones de gran extensión delimitadas por flancos que, cuando no se encuentran muy replegados, tienen el carácter de sierras. Sin embargo, en determinadas áreas los grandes anticlinales "simples" están ausentes, apareciendo complejas estructuras anticlinorias que dan lugar a "macizos" con un relieve compacto, que dista bastante del carácter relativamente lineal de las sierras.

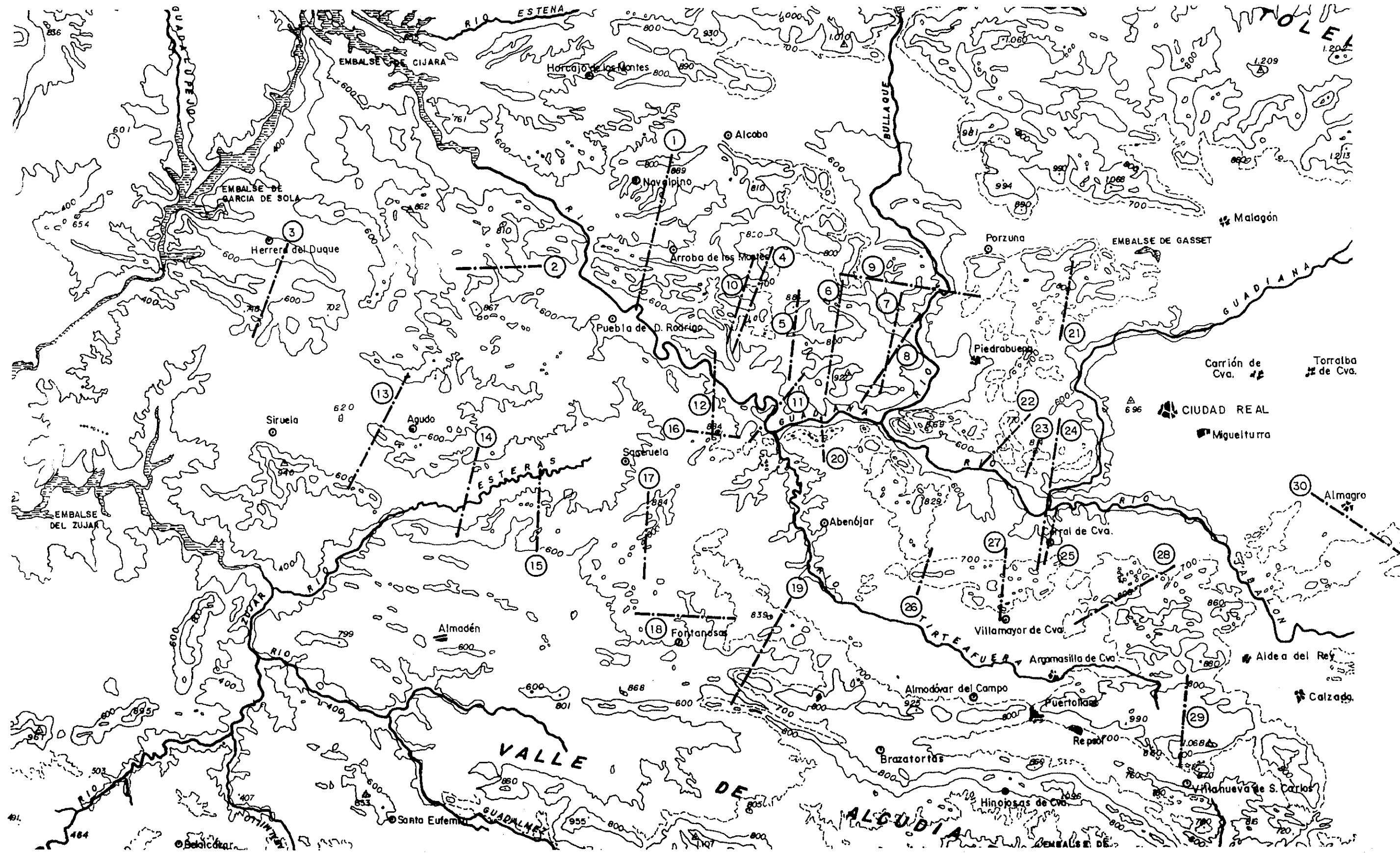
#### 3.1.1.1. Sierras de Navalpino

Entre Fontanarejo, al Este, y Helechosa, ya en la provincia de Badajoz, al Oeste, se desarrollan unas elevaciones de unos 30 Kms. de longitud que hacen bueno el calificativo de sierras. A oriente de Fontanarejo, el conjunto montano de Solanazo se vuelve macizo y complejo, bien diferente de la presente unidad. Por el Oeste, en las cercanías de Helechosa, estas sierras quedan sólo separadas de las alineaciones que las prolongan hacia el Sur por el curso del río Guadiana, que atraviesa por una garganta las rocas cuarcíticas que componen estos conjuntos.

Las Sierras de Navalpino son el flanco septentrional del anticlinal del mismo nombre que con dirección WNW-ESE se prolonga durante unas decenas de kilómetros con gran simplicidad. Se componen en realidad de dos alineaciones, como suele ser habitual; al Sur, cerros y serretas menos continuos y menos elevados, en torno a 750 m., se labran sobre las areniscas y cuarcitas del Tremadoc, que destacan de la depresión anticlinal notablemente. Al Norte, las sierras labradas en la cuarcita armoricana sobrepasan los 800 m., generalmente configurando una topografía más abrupta.

En esta unidad, que se inicia en el Este con las Sierras de Jarrey (889 m.) y Valechoso (876 m.), se prolonga al Oeste en la Umbría del Piornal (817 m.) y

Figura 7 Situación de los cortes morfoestructurales



ESCALA  
0 5 10 Km.



Retamoso (823 m.), y termina en las modestas alineaciones de Rañuela (773 m.) y Azorejo (701 m.), observándose, como se acaba de ver, una clara disminución altimétrica. Es posiblemente la unidad morfoestructural a la que mejor le cuadra el descenso de altitud hacia el Oeste que muchos autores señalan para el macizo herciniano.

Morfoestructuralmente se trata de una doble crestería de carácter monoclinal, buzando al Norte y que se encuentra afectada por múltiples desenganches que rompen su continuidad. El más reseñable de todos es el que ocasiona el desplazamiento hacia el Sur de la Sierra de Retamoso y Acederas.

También tiene una cierta trascendencia morfológica, la fractura por la que el río Valdehornos se introduce de la cuenca sinclinal de Horcajo hacia la depresión anticlinal de Arroba-Navalpino, cortando las sierras de la presente unidad y configurando un contraste en el modelado de las rañas que se señalará más adelante.

Asimismo, esta sencilla crestería doble se ve complicada en los lugares en que la fracturación ha duplicado los estratos del Tremadoc, del Arenig o ambos. Los estratos más modernos de Arenig-Llanvirn (areniscas de Pochico) suponen una transición hacia la cuenca sinclinal de Horcajo, inmediatamente al Norte. De este modo, en ciertos sectores lo que aparece es una especie de "escalinata" que tiene su punto o alineación culminante en las hiladas rocosas del Arenig.

### **3.1.1.2. Depresión anticlinal de Arroba-Navalpino**

Al Sur de la unidad anterior y flanqueada por ella y por la siguiente, las Sierras de Arroba, esta depresión se alarga también unos 30 Kms. y su anchura aproximada es de unos 7-8 Kms., que se mantiene bastante constante.

Las altitudes de esta depresión anticlinal oscilan entre los 600-640 m. de las rañas de la parte oriental y los 400 m. del valle del Guadiana en el Oeste, en la salida de este ámbito. Este río circula en la parte oriental a unos 440 m. por lo que la disminución de altitud se registra hacia occidente paulatinamente en clara relación con la erosión fluvial.

Las diferencias altimétricas entre el nivel fluvial y el de las rañas es bastante importante, más de un centenar de metros, dejando colgadas a éstas como ocurre en otras áreas de la comarca. Esta notable excavación se debe a que esta depresión anticlinal vaciada se encuentra recorrida por el Guadiana, eje de la red fluvial, existiendo unos desniveles muy destacados entre las sierras tanto del Norte como del Sur y el valle del citado río. La instalación de afluentes de cierta entidad, como el San Marcos y el Valdehornos y sus tributarios, ha favorecido un desmantelamiento profundo de estas rañas.

Esta labor fluvial ha dejado al descubierto, en extensas áreas, el roquedo precámbrico del zócalo que se compone de materiales esencialmente pizarrosos y grauváquicos, donde la incisión de las aguas corrientes ha creado un paisaje muy abarrancado. Este modelado, sin llegar a los términos del que se ha gestado en cuencas sinclinales en las pizarras del Ordovícico medio, presenta algunos rasgos similares, resultando una configuración que recuerda a las cárcavas.

El trazado del río Guadiana en esta depresión no ofrece el característico dibujo en meandros de la cuenca sinclinal de Puebla de Don Rodrigo, al que se hará referencia, y parece estar más controlado tectónicamente a juzgar por sus tramos rectilíneos del centro de esta unidad.

### **3.1.1.3. Sierras de Arroba**

Desarrolladas en el flanco meridional del anticlinal de Arroba-Navalpino, este contrafuerte Sur es algo más complejo y variado que el del Norte, las Sierras de Navalpino. Al igual que en éstas, el límite oriental lo hemos situado en el Macizo de Solanazo-Valronquillo, donde el relieve estructural se complica sensiblemente. En concreto, la delimitación puede precisarse en torno a Río Frío, aunque los límites exactos son algo convencionales, en este caso aún más, ya que las mismas estructuras continúan al Este en el área de Valronquillo (Sierras de Río Frío y Podadilla).

Este conjunto, que posee una dirección Noroeste-Sureste algo más oblicua que la del flanco septentrional del anticlinal, tiene una longitud similar, pero una anchura en la parte oriental más importante. En realidad, esta unidad morfoestructural puede

descomponerse en tres tramos atendiendo a su estructura y relieve.

El tramo oriental, más compacto y voluminoso, tiene su delimitación meridional claramente establecida en la cuenca sinclinal del Guadiana (Puebla de Don Rodrigo). Mientras, el tramo central, sólo separado por estrechos sinclinales del conjunto de Cantos Negros, parece conectarse con éste y desde luego no tiene un límite Sur tan claro como el segmento oriental. El tramo occidental vuelve a presentar una estructura más compleja entre los embalses de Cíjara y García de Sola.

El ritmo de variación altitudinal de estas sierras es también algo más complejo que el de las Sierras de Navalpino y se puede descomponer por tramos pero más numerosos que los mencionados anteriormente. En la parte más oriental el descenso se verifica con cierta rapidez hacia el Oeste, desde los 860-870 m. de la Sierra Gallina se pasa en unos pocos Kms.(6 u 8 Kms) a los 800 m. de Sierra de Enmedio y Hocecilla que están junto al Estrecho de las Hoces. Inmediatamente al Oeste, en Sierras del Diablo y Bueyes, las cumbres se elevan hasta 859 m., pero a occidente disminuyen en la Sierra de la Umbría, 819 m. y sobre todo en la Sierra de la Rinconada, 789 m. y en la de Agudelos y Arnoladeras, 720-770 m.

Por lo que se refiere a las estructuras de estas sierras, ya se ha mencionado que son algo más complicadas que las de las Sierras de Navalpino. Varios pliegues anticlinales y sinclinales componen esta unidad. Concretamente en el tramo oriental, se trata, de Sur a Norte, de dos anticlinales contruidos en cuarcita armoricana y dos sinclinales en el Arenig-Llanvirn (areniscas de Pochico). El más importante da lugar al valle de Valdecristo y finalmente, ya en contacto con la depresión anticlinal de Arroba-Navalpino, la típica crestería doble cuarcítica en Tremadoc y Arenig, que presenta sus frentes a la citada depresión. En ciertos lugares la correspondencia entre estructura y topografía es muy buena, pudiéndose hablar morfológicamente de "mont" en cuarcita armoricana y de "val" en las areniscas del Arenig-Llanvirn, utilizando la terminología del Relieve Jurásico. Este hecho es sin duda el que otorga mayor sensación de aplanamiento a las cumbres de estas sierras, como ocurre en otras unidades de nuestra comarca. Cuando la cuarcita culminante presenta ondulaciones leves, la isoaltitud es mucho más perceptible.



FOTO 1: Estrecho de las Hoces. Río Guadiana atravesando las cuarcitas del Arenig de las Sierras de Arroba.

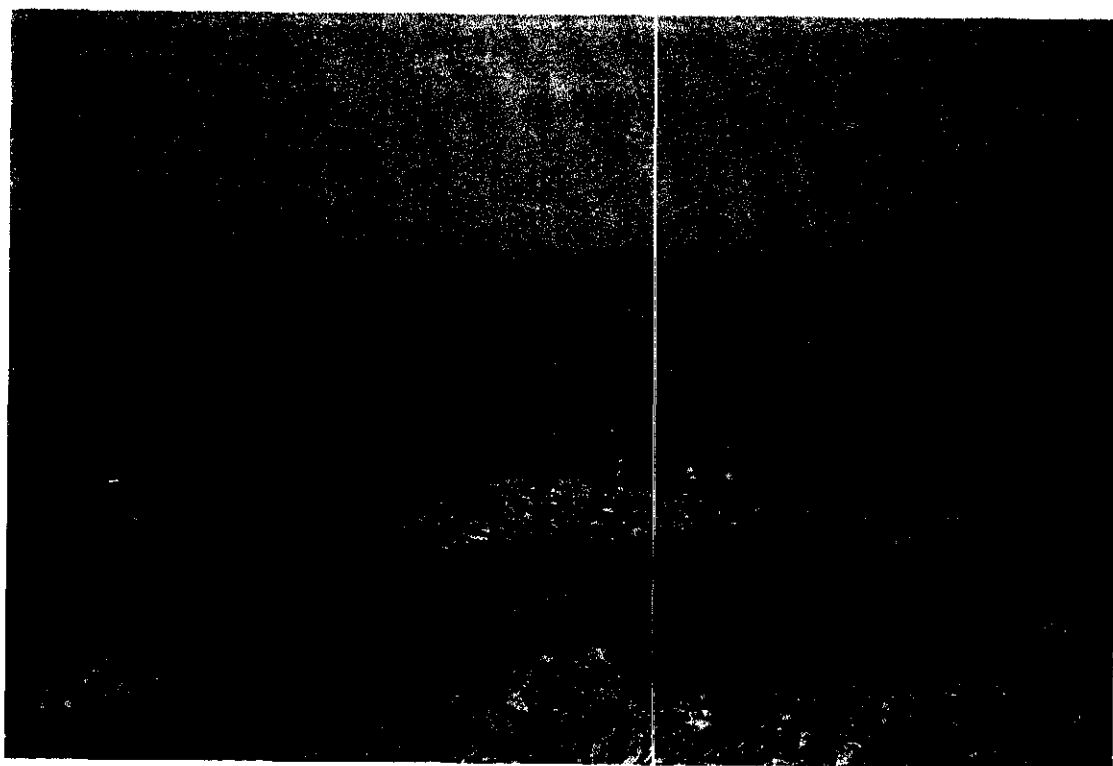


FOTO 2: Depresión anticlinal de Arroba-Navalpino. Rañas, glacis y zócalo precámbrico incididos por los afluentes del Guadiana y San Marcos.

En el tramo central sólo se puede hablar de la crestería cuarcítica monoclinal que buza hacia el Sur enlazando con las Sierras de Cantos Negros-Los Ancares y formando una trama, en realidad, difícil de delimitar.

El aspecto montañoso de estas sierras es más acusado que en otras unidades, teniendo en cuenta que las cimas culminan a 870 m. aproximadamente y los fondos de los surcos fluviales se encuentran en torno a 400 m. Los desniveles son, pues, de los más enérgicos de todo nuestro territorio, en lo que sin duda ha influido la acción fluvial que posee una mayor capacidad erosiva.

#### **3.1.1.4. Sierras de Cantos Negros-Los Ancares**

Al Suroeste de la unidad anterior, estas sierras presentan contactos no sólo con ella, sino también con la cuenca sinclinal del Guadiana que se sitúa al Nordeste, con las serrezuelas del sinclinal de Herrera del Duque, al Oeste, y con las Sierras de Valdemanco del Esteras, al Sur.

A diferencia de las unidades serranas anteriores (especialmente la de Navalpino) el nivel altitudinal no decrece hacia el Oeste, sino que en una buena parte de este conjunto lo que hace es aumentar en esta dirección. Las sierras orientales, como las de Casilla, Gorda o Esparragal, se mantienen en torno a 800 m. Esta altitud va elevándose progresivamente hasta alcanzar en la parte central, Los Ancares y Siete Venados, cotas de 875 m. y 857 m. respectivamente. Desde este tramo desciende hacia el Oeste, en el Cerro Colmenilla y Tejoneras con 800 m., para volver a subir ligeramente, manteniéndose en el extremo occidental en torno a 820-830 y excepcionalmente los 856 de la Sierra de Cantos Negros-Moraleja. Así pues, el sentido de disminución altitudinal, que estaba bastante claro en las Sierras de Navalpino y algo menos claro en las de Arroba, en la presente unidad morfoestructural no se puede apreciar en modo alguno.

También se aprecian en esta unidad diferencias morfológicas controladas por la estructura, ya que estas sierras se componen de varios pliegues, y además más anchos, lo que hace aparecer las series más antiguas del roquedo comarcal: el Precámbrico. Este hecho supone el desarrollo de depresiones o valles anticlinales, no

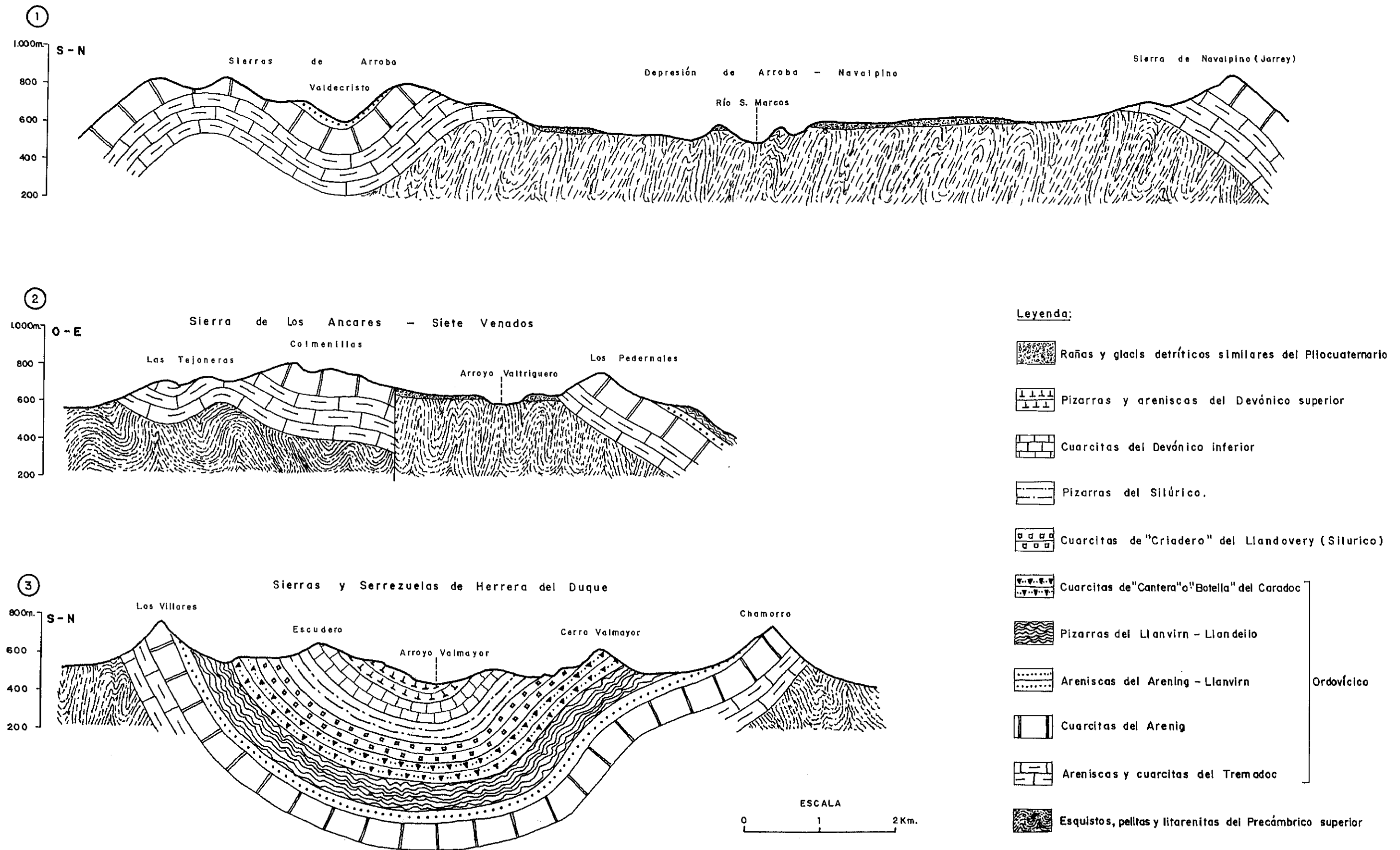
tan anchos como los grandes domos desventrados, pero sí lo suficiente como para conferir mayor variedad a este conjunto, que posee en su interior estos pasillos anticlinales desmantelados.

El más importante de estos valles anticlinales es el de Valseco-Media Luna, que con una dirección NNW-SSE se desarrolla a lo largo de 20 Kms. La altitud de esta depresión se mantiene en casi todo su ámbito en torno a 600-620 m. y, mientras la mayor parte de ella se encuentra drenada por un afluente del Guadalemar y escurre sus aguas hacia el Noroeste, la parte más suroriental se inclina hacia el Sur siendo drenada por un tributario del río Agudo (580 m.). De este modo y teniendo en cuenta un nivel de base algo inferior en el Guadalemar, el roquedo precámbrico aflora de un modo más abundante en el sector Norte (520-540 m.), mientras lo hace en muy escasa medida o no aflora en el meridional. Los depósitos recientes de raña o similares recubren una buena parte de este valle anticlinal, excepto en el extremo Noroeste, donde se encuentran muy desmantelados.

Las sierras cuarcíticas (Tremadoc y Arenig), que flanquean el valle, poseen una estructura bastante compleja y no se limitan a ser meras crestas monoclinales con buzamientos divergentes desde el valle anticlinal. Las sierras situadas al Sur se estructuran de una forma algo más simple, especialmente al Oeste en Garraptones, cuya cresta se hunde hacia el Sur, en donde se sitúa el extremo oriental del sinclinal de Herrera del Duque. Conforme se avanza hacia el Este, las sierras del Bonal, de las Dos Hermanas y Trampal del Perro configuran un complicado relieve sobre estructuras plegadas y fracturadas abundantemente que domina, al Norte, la depresión anticlinal de Agudo y, al Sur, el valle anticlinal citado. En el extremo Noroeste, en Cantos Negros, el anticlinal desventrado se convierte en un conjunto de pliegues suavemente ondulados.

Las sierras del flanco Nordeste del anticlinal son más complejas, aunque una buena parte de su recorrido está claramente delimitada al Norte por la cuenca sinclinal del Guadiana. En el tramo intermedio, en las Sierras de Castillejo y Los Ancares, la morfoestructura adopta el tipo de crestería monoclinal, buzando al Norte. Desde luego, la fracturación de las hiladas rocosas y la presencia de los dos pisos geológicos fundamentales del Ordovícico inferior (Tremadoc y Arenig) hace que no

Figura 8 Morfoestructuras de la parte Noroeste de Los Montes



resulte una sierra demasiado lineal. El tramo suroriental, que integran las Sierras Peñuela, Gorda y El Esparragal, es un conjunto más complicado de planta circular, donde el plegamiento local posee varias direcciones y donde la densa fracturación ha trastocado y complicado el relieve. Se yuxtaponen, pues, cresterías monoclinales con sinclinales colgados, aunque todo ello sin una clara directriz. El tramo Norte, que incluye las Sierras del Zumajo-Siete Venados, se caracteriza por un plegamiento suave, tanto en el Tremadoc como en el Arenig, influyendo este hecho en la monotonía de las cumbres. Resulta pues, en conjunto, un elemento morfoestructural situado entre una parte del valle ya citado y el valle anticlinal de Valtriguero, que es el otro pasillo de este tipo que se encuentra en la presente unidad. Este valle, cuya altitud oscila entre 600-650 m., tiene un tamaño mucho menor que el de Valseco-Media Luna, pero su dirección y configuración son similares. El Precámbrico aflora cuando el arroyo que lleva el nombre de Valtriguero ha excavado en las rañas y exhumado los materiales antiguos. El contrafuerte Nordeste de este valle anticlinal lo constituye la Sierra de los Pedernales y Cerro de la Vaquilla, que en conjunto se define como una cresta cuarcítica que ofrece sus dorsos hacia el Nordeste, enlazando así con las Sierras de Arroba ya mencionadas, en el sector de la Rinconada y La Umbría, próximas a Villarta de los Montes.

Como se ve, este conjunto de Cantos Negros-Siete Venados tiene una estructura algo más compleja que las Sierras de Arroba y, sobre todo, que las de Navalpino, pero no llega a la compacidad y complicación de lo que hemos denominado "macizos", estando a medio camino entre ambos tipos morfoestructurales.

### **3.1.1.5. Sierras y serrezuelas de Herrera del Duque**

Constituyen una de las unidades morfoestructurales más originales de la comarca analizada, gracias a ciertas características que le son propias y a otras relacionadas con sectores próximos. En primer lugar, hay que señalar que se desarrollan sobre un sinclinal de dirección Noroeste-Sureste (a lo largo de 40 Kms.), que en su extremo oriental se incurva de tal forma que adquiere un sentido Norte-



Sur. La peculiaridad geológica que provoca en parte su originalidad morfoestructural reside en que está interpuesto entre dos anticlinales tipo domo de enorme tamaño, el de Castilblanco-Guadalupe al Norte y el de Siruela-Zújar, al Sur. Estos dos grandes anticlinales tienen sus flancos, Sur y Norte respectivamente, formando parte lógicamente de la estructura sinclinal de Herrera del Duque, mientras que los flancos opuestos, dado el tamaño y forma de estos pliegues, se encuentran a muchos kilómetros de distancia. La erosión del núcleo de los anticlinales citados ha hecho que este sinclinal quede como un área de relieve en resalte mientras que las vecinas se encuentran muy rebajadas. Así pues, y dada la escasa anchura del sinclinal, los flancos de cuarcita armoricana que marcan los grandes trazos geológicos y morfoestructurales se encuentran a tan sólo 5 ó 6 Kms. de distancia, hechos, todos ellos, que no se dan en otras áreas, donde los flancos cuarcíticos de los sinclinales enlazan con áreas anticlinales topográficamente elevadas.

Otra característica que diferencia esta estructura sinclinal de otras de la comarca, como la del Guadiana por ejemplo, es el afloramiento de la mayor parte de la columna estratigráfica paleozoica, hasta el Devónico superior incluido. Sin embargo, el hecho definitivo para su diferenciación morfológica es que la erosión fluvial ha desmantelado los depósitos recientes, que prácticamente no están representados a excepción de los coluviones de ladera naturalmente. Efectivamente, la proximidad del río Guadalemar, en un extremo de esta unidad, y el propio Guadiana, en el otro, cortando transversalmente la morfoestructura ha hecho que la capacidad excavadora haya sido más intensa que en otros sectores. De esta manera, las diferencias litológicas en los materiales del Paleozoico cobran aquí carácter modélico, apareciendo una especie de sinclinal colgado en gradería.

Los contrafuertes externos están labrados en la cuarcita armoricana que constituye las sierras más elevadas y abruptas. Éstas descienden paulatinamente hacia el Oeste: desde los 800-840 m. (Sierras Quejigo al Sur y Aljibe al Norte), que predominan en el tramo oriental, se va pasando a los 750-770 m. en el centro (en las Sierras de Los Villanos al Sur y Chamorro al Norte) y se termina entre 650-700 m., en las proximidades del Guadiana. Hay que señalar también, los notables descensos altitudinales de las cumbres hacia las gargantas o tajos por las que ríos y arroyos

cortan transversalmente la estructura.

Los pisos o tramos geológicos suprayacentes no destacan en el relieve, ya que o no son continuos o están compuestos fundamentalmente de materiales pizarrosos. Así, el Ordovícico medio apenas destaca, apareciendo en valles y laderas internas. El paquete del Caradoc, más cuarcítico (cuarcitas de Cantera-Botella), vuelve a ofrecer pequeñas crestas que destacan en el interior de la morfoestructura, con serrezuelas que, en función de su situación, oscilan en torno a 600 m. de altura. El siguiente tramo cuarcítico que vuelve a destacar es el de la base del Silúrico (cuarcitas de criadero, del Llandovery). Esta formación, más continua que la anterior, origina unas pequeñas alineaciones que también se aproximan a los 600 m. y que, al igual que toda la morfoestructura, descienden hacia el Oeste. Los tramos intermedios, esencialmente pelíticos o pizarrosos, se sitúan en las vertientes, como ocurría con los del Ordovícico medio. El siguiente banco cuarcítico es el de las cuarcitas de la base del Devónico, que junto con algunos paquetes areniscosos del final del Silúrico, conforman una nueva línea de crestas de altura similar a las anteriores. Las cresterías más internas están labradas finalmente en las alternancias areniscosas del final del Devónico, que conforman el núcleo de esta morfoestructura sinclinal a altitudes de 550-600 m. El arroyo Valmayor marca entre 500 m. al Este y 340 m. al Oeste, aproximadamente el centro de esta estructura, el eje a partir del cual se organizan con buzamientos de sentido contrario, las líneas de serrezuelas ya citadas.

Por otra parte, el segmento de sinclinal que se ha citado en el extremo oriental y que tiene una dirección Norte-Sur posee características diferentes al tramo ahora analizado. No afloran en él más que los primeros términos del Ordovícico y la erosión fluvial ha sido mucho más escasa, por lo que los sedimentos modernos recubren en parte esta cuenca sinclinal, aunque en algunos sectores aparezcan ciertos cerretes, que destacan levemente, modelados sobre todo en las cuarcitas de Cantera-Botella del Caradoc.

Al Oeste de toda esta morfoestructura, los grandes anticlinales desmantelados, con sus pizarras precámbricas, soportan llanadas de gran extensión, que a occidente han sido muy posiblemente hundidas y rellenadas durante el Neógeno, configurando

las Vegas altas del Guadiana, comarca que pone fin al territorio objeto de nuestro estudio. Por el Noroeste y Suroeste, sin embargo, sí se pueden encontrar ciertos enlaces de nuestra comarca con otras con las que morfoestructuralmente se encuentra relacionada: Las Villuercas cacereñas y las Sierras de Cabeza del Buey, integradas estas últimas en el gran conjunto de Sierra Morena.

### 3.1.1.6. Macizo de Solanazo-Valronquillo\*

Geológicamente, constituye el cierre periclinal del anticlinal de Arroba-Navalpino, pero no se trata de un final sencillo, sino que se establecen varios cierres. Así, el carácter redondeado, explicado por los geólogos que han investigado estas zonas, como la interferencia de direcciones correspondientes a varias fases hercínicas de plegamiento, llega en esta unidad a constituir un rasgo destacado.

Otra característica geológica influye asimismo de un modo notable en el relieve de esta unidad: las leves ondulaciones de la estructura geológica y concretamente en los niveles del Ordovícico inferior. De este modo, y a diferencia del anticlinal de Arroba-Navalpino, en este sector no se origina un vaciamiento del núcleo anticlinal enmarcado por los respectivos flancos, que se constituyen en contrafuertes de una depresión central. El macizo de Solanazo-Valronquillo es un compacto conjunto de sierras de dirección difícil de determinar a primera vista y que en el campo resulta auténticamente laberíntico.

Por el Oeste, esta unidad resulta la prolongación de las Sierras de Arroba y de Navalpino, pudiéndose establecer el límite en los sectores donde deja de existir la depresión central de Arroba-Navalpino, y la configuración redondeada del dibujo del pliegue se hace más patente y, por tanto, donde las estructuras se hacen más complicadas. El Río Frío en el Sur facilita la delimitación occidental. Con todo, este límite es más convencional que el que puede establecerse en las otras direcciones. Al Norte, la cuenca sinclinal de Alcoba-Portuna, al igual que ocurría con las Sierras de Navalpino, delimita claramente este conjunto. Asimismo nítidamente definido se

---

\* Este conjunto montano fue objeto de estudio de nuestra Memoria de Licenciatura: (J.L.García Rayego 1985). Véase bibliografía.

encuentra por el Sur, donde se sitúa la cuenca sinclinal del Guadiana. Y algo más polimorfo es su límite oriental. En el sector en el que se localiza la cubeta de Piedrabuena, el término del Macizo de Solanazo-Valronquillo es también claro. No lo es tanto en el valle angosto por el que discurre el río Bullaque unos pocos kilómetros antes de su desembocadura, ya que la Sierra de los Canalizos-Horca de Vacas se prolonga estructuralmente en la Sierra de las Majadas (Sierras de transición al Campo de Calatrava). No obstante, el valle citado, que en parte aprovecha líneas de fractura, nos sirve para diferenciar este conjunto en el sector suroriental. En el sector nororiental, el macizo de Solanazo-Valronquillo se encuentra topográficamente soldado a las Sierras de Porzuna (Sierras de Bú, del Castillo y del arroyo de la Peralosa). Sin embargo, el cierre periclinal que suponen las Sierras de las Doradas hace que pueda establecerse en estas mismas sierras el límite del Macizo.

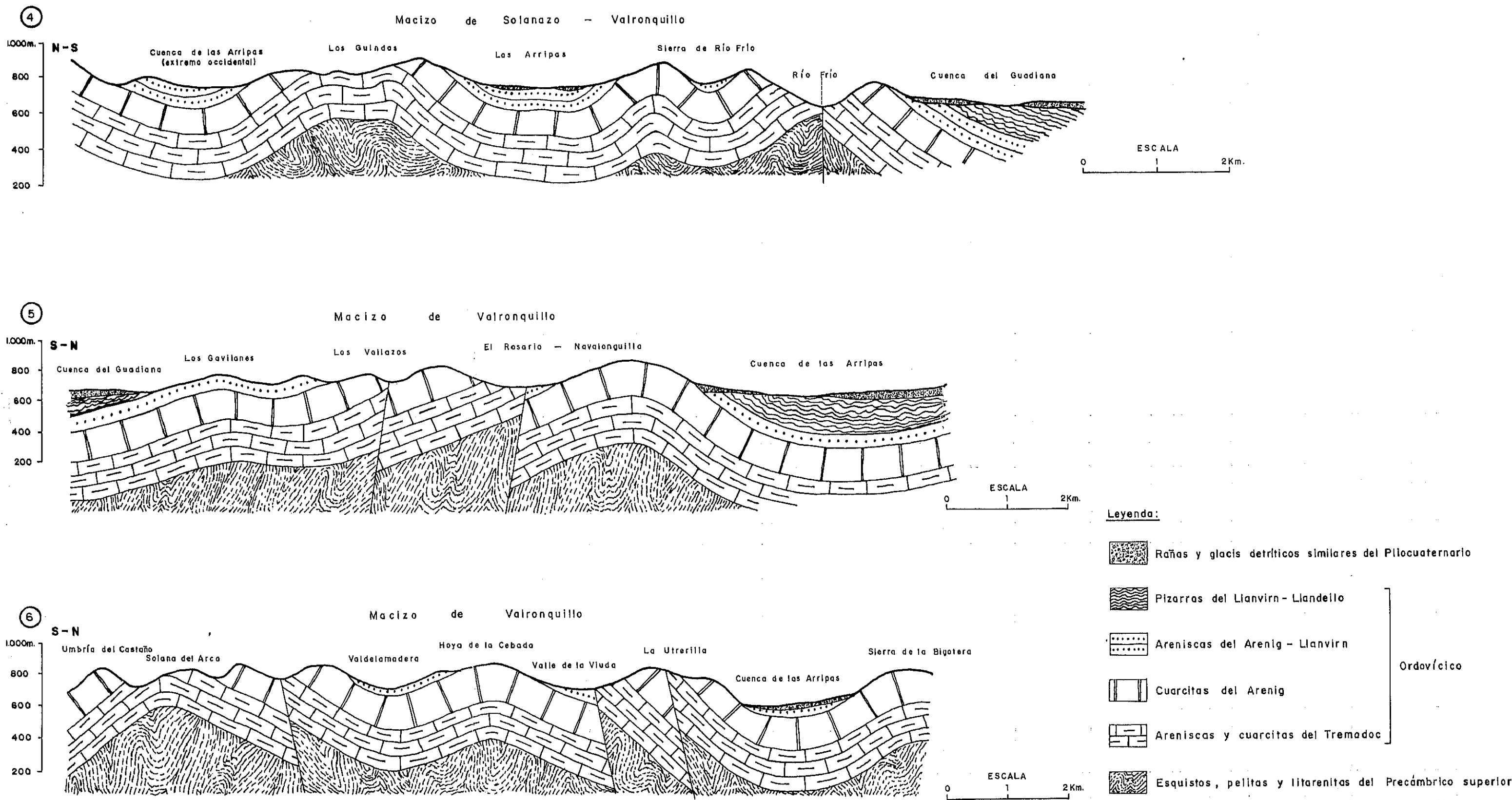
Así delimitado, este apretado conjunto de sierras que oscilan entre los 750 y los 970 m. de altura, forma en planta un dibujo romboidal con dirección general Noroeste-Sureste y con una longitud (Oeste-Este) de unos 26 Kms. y una anchura (Norte-Sur) algo inferior.

A pesar de que en la parte septentrional (Solanazo) se encuentren mayores alturas (969 m.) que en la meridional (Valronquillo), 922 m., no se observa una tendencia altitudinal del conjunto como ocurre en otras unidades de la comarca.

El macizo puede dividirse en dos conjuntos, el de Solanazo al Norte y el de Valronquillo al Sur, separados por la cubeta de las Arripas.

El conjunto de Solanazo lo componen, por un lado, un domo anticlinal con un sector central desventrado, la depresión del Alcornocal donde se alcanzan los materiales precámbricos situado a unos 660 m., y las sierras que lo rodean, que alcanzan los 969 m. en Solanazo y los 900 m. en la mayoría de las cotas culminantes. El Ordovícico inferior, en sus niveles cuarcíticos Tremadoc y Arenig, es el que aflora en estas sierras creando unos desniveles de 300 m. con respecto a la depresión interna y más de 400 m. con referencia a la depresión de Alcoba al Norte y al Este (por donde circulan el Bullaque y sus afluentes a menos de 600 m.).

Figura 9 Morfoestructuras de la parte centro-septentrional de Los Montes



Por otro lado, también integra el conjunto de Solanazo la Sierra de los Guindos, de dirección Oeste-Este, que alcanza una altura de casi 940 m. En este caso se tratamás de un braquianticlinal que de un domo. En la parte central aflora el Tremadoc con profusión, modelando unas sierras con una fisonomía apretada y pesada y, en el borde externo, es el Arenig el que construye sierras algo más afiladas. El tramo del Arenig-Llanvirn aflora en ciertos sectores, ya en contacto con la cubeta de las Arripas, dando pequeños resaltes entre ésta y la Sierra de los Guindos.

El conjunto de Solanazo constituye, por otra parte, la divisoria de aguas entre los afluentes directos del Guadiana (afluentes del río San Marcos y Valdehornos), que drenan hacia el Oeste la depresión anticlinal de Arroba-Navalpino, y los afluentes del río Bullaque (Alcobilla), que vierten al Este a la cuenca sinclinal de Alcoba.

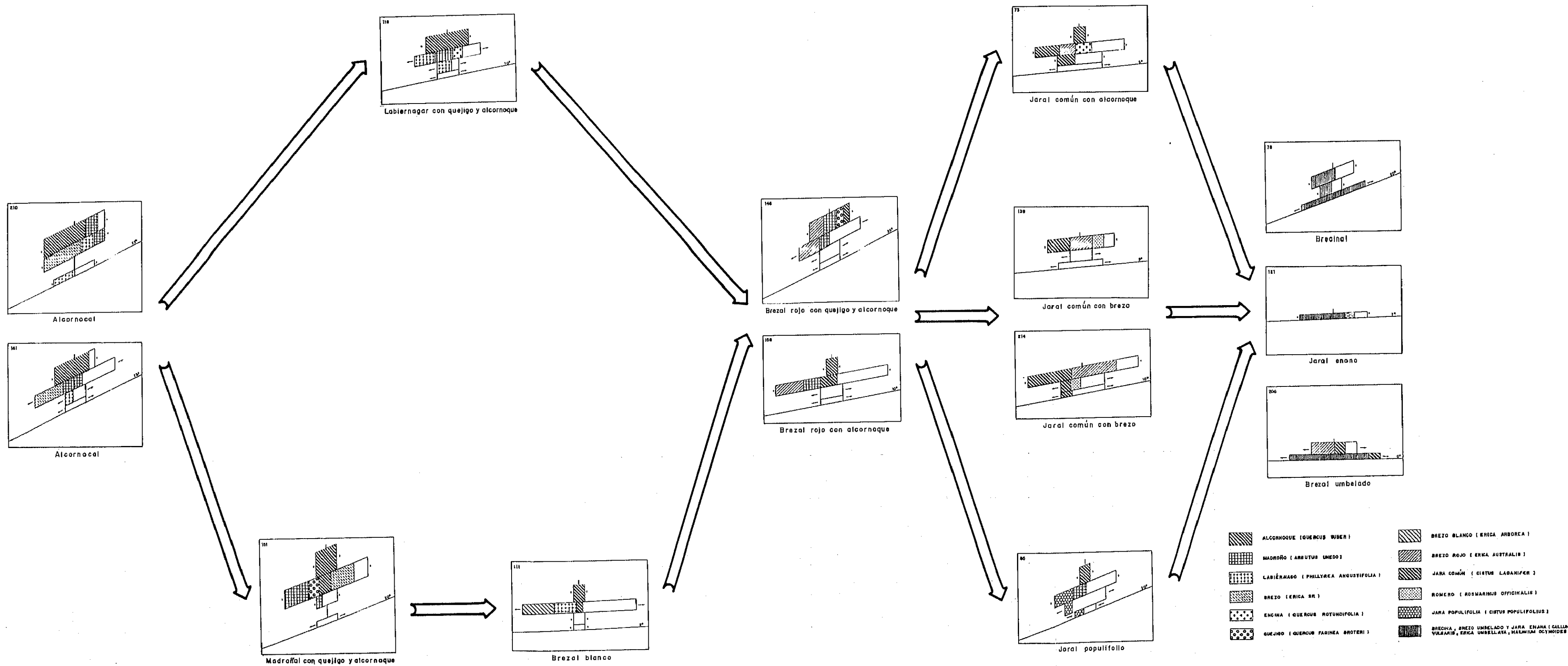
La cubeta de Las Arripas es una pequeña cubeta sinclinal, el modelado de cuyo fondo hay que relacionarlo con los glacia de raña que lo recubren y con la red fluvial que los ha disecado. No aflora el zócalo prácticamente, salvo en algún pequeño corte de los arroyos que drenan la modesta cuenca (tratándose posiblemente de pizarras del Llanvirn-Llandeilo por sus facies y posición topográfica). Dada la escasa capacidad de erosión del Bullaquejo especialmente en la parte occidental de la cubeta, se conforma una amplia llanada interior, apenas retocada por los ríos y arroyos, que desciende de altura de 700 m. al Oeste a 620 m. al Este. En realidad, esta cubeta se encuentra digitada o partida por la Sierra de los Guindos, que se inserta en ella, dividiendo la parte occidental de la cuenca en dos ramales mucho más estrechos que el resto. A diferencia de otras cubetas o depresiones su altitud desciende al Este.

El conjunto de Valronquillo es un área anticlinoria con un gran replegamiento en su interior donde los pisos geológicos del Tremadoc y del Arenig predominan notablemente, mientras el Precámbrico se encuentra ausente en afloramiento, a excepción de las pizarras y grauvacas del arroyo Bullaquejo, situadas en las cercanías de la desembocadura de éste en el río Bullaque.

En la parte occidental del conjunto de Valronquillo, las Sierras de Río Frío prolongan las estructuras de las Sierras de Arroba, aunque entre ambas se interponga

Figura 171

Complejo biogeográfico del alcornoque



el valle de Río Frío, que en dirección Norte-Sur establece una cierta solución de continuidad entre estas dos unidades. Las crestas de Río Frío, Sastres, La Podadilla y Puerto Quemado, que llegan a 887 m., se labran en dos anticlinales y un pequeño sinclinal intermedio. Estas estructuras resultan fracturadas, matizando esta circunstancia aún más el relieve estructural de estas sierras, que se labran en el Tremadoc y Arenig (y en el Arenig-Llanvirn en la laderas del sinclinal mencionado).

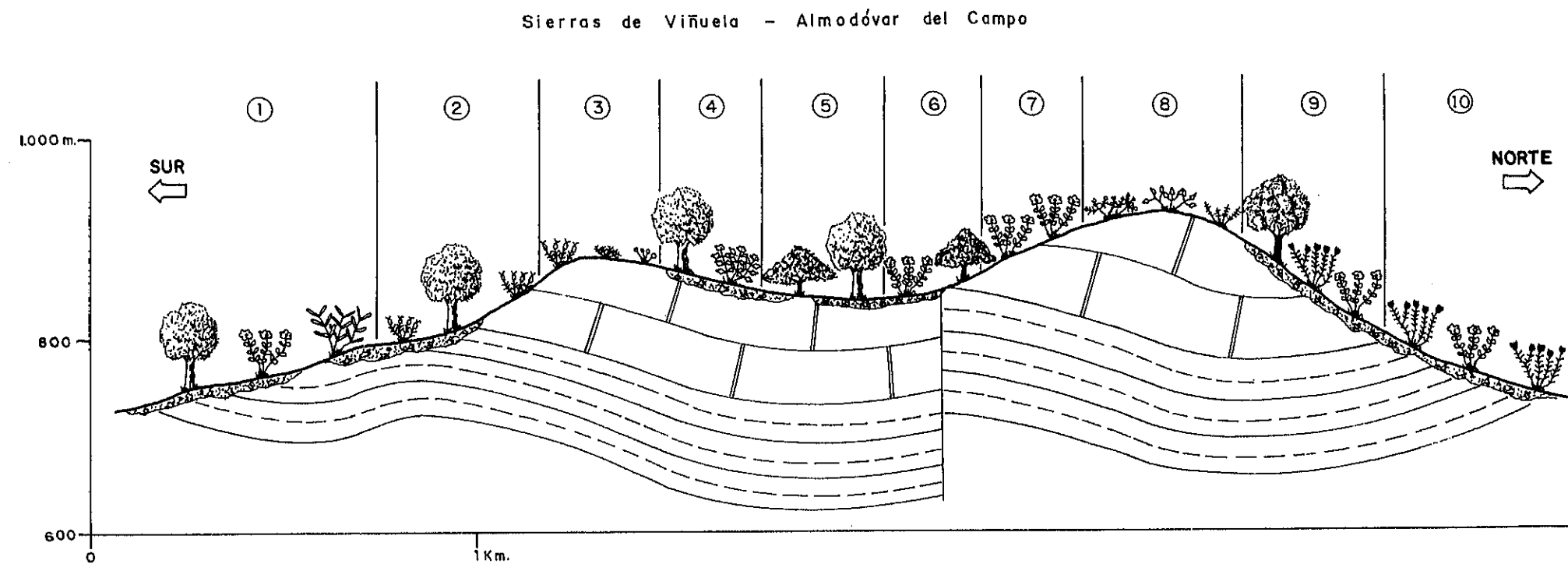
Hacia el Oeste, las estructuras se complican aún más, ensanchándose el conjunto de sierras y estrechos valles de los que se compone el relieve en esta zona. Mientras la cuarcita armoricana del Arenig produce los mayores y más abruptos resaltes (Navalagrulla, Hoya de la Cebada, Valronquillo, Horca de Vacas), el Tremadoc, muy abundante en este área, destaca algo menos y origina escarpes más suaves. El paquete arenisco del Arenig-Llanvirn, da pequeños resaltes y formas alomadas en las laderas y valles de estructuras sinclinales, como el valle de la Viuda, o el valle de Valdelamadera. Tanto estas estructuras sinclinales como las sierras labradas en los flancos se encuentran notablemente fracturadas por una densa red, que trastoca con numerosos desenganches las líneas de crestas y que en ciertas ocasiones disloca las propias estructuras plegadas y la concordancia de los materiales. Esta fracturación tardihercínica, sin embargo, no enmascara la adaptación del relieve a las estructuras de plegamiento y a los materiales de los que están compuestas.

En el extremo oriental, un anticlinal de estructura tipo domo, el de Tierras Buenas-Bullaquejo, introduce nuevas litologías y formas en el conjunto de Valronquillo. Alargado de Norte a Sur y después hacia el Sureste, alberga en su interior, muy desmantelado, los esquistos precámbricos en el lecho del arroyo Bullaquejo, sin que éstos den una morfología nítida. Sin embargo, los conglomerados de la base del Ordovícico, muy poco representados en todo el macizo, sí originan pequeños cerros destacados en las laderas o incluso en medio de valles fluviales, como los cerretes de Herbatún en el Bullaquejo. Las crestas labradas en el Tremadoc alcanzan en este anticlinal una profusión desconocida, especialmente en las Sierras de las Tierras Buenas, donde varios pliegues ondulan el relieve estructural que se ha adaptado a ellos. La cuarcita armoricana envuelve el piso geológico anterior y sobre ella se construyen las sierras más abruptas, de más afiladas cumbres y la más



Figura 178

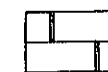
Perfil de vegetación de la parte Suroeste del Campo de Calatrava



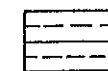
- ① Encinar — Jaral común — Labiarnagar
- ② Cantuesar con encina
- ③ Cantuesar — Jaral enano ( *C. crispus* , *H. viscosum* )
- ④ Encinar con jara populifolia
- ⑤ Enebral con encina
- ⑥ Jaral común con enebro
- ⑦ Jaral común
- ⑧ Brezal umbelado — Brecinal — Jaral enano ( *H. ocymoides* )
- ⑨ Alcornocal con brezo rojo y jara común
- ⑩ Brezal rojo con jara común



Coluviones y Pedrizas : Cuaternario



Cuarcitas armoricanas : Arenig



Areniscas y Cuarcitas : Tremadoc

Ordovícico

elevadas llegando a superar los 900 m. en Sierra Huerta al Norte. La Sierra de Tierras Buenas en este caso, es la que mejor presenta una cierta planitud en sus cumbres, en torno a 840-860 m. Esta fisonomía se ve reforzada por las suaves ondulaciones del roquedo, que contribuyen a crear una amplia superficie o zona de cumbres, asimismo de altura similar a la de la cuarcita armoricana que rodea a estas sierras. Sin embargo, el carácter mucho más afilado y de crestas monoclinales confieren a las sierras arenigienses un aspecto diferente.

El pasillo central del valle de la Madroña-Bullaquejo, resultado del desventramiento del pliegue, desciende altitudinalmente hacia el Sureste, desde los 620 m. hasta los 560 m. a favor de la red fluvial del Bullaque, que circula en parte por este corredor intramontano.

En realidad, todo el conjunto desciende hacia el Sureste, sobrepasando las sierras de cuarcita armoricana, en pocos metros, los 750 m. Así pues la disminución de altura en las cumbres es más acentuada que en la depresión.

La sedimentación de materiales detríticos del Plioceno y sobre todo la conformación de las rañas configuran el modelado del fondo de este pasillo central. La red fluvial más importante en el sector Sureste, Bullaquejo y Bullaque, dejan colgados a cierta altura (40 m.) los glacis de este sector, mientras en la parte septentrional, los arroyos no han incidido de modo sensible la llanada pedregosa de la raña.

En el extremo oriental y conectada con la cuenca sinclinal de Alcoba-Forzuna se sitúa una pequeña depresión, la cubeta del Rosalejo, que con un dibujo cuadrangular (de unos 4 Kms. de Norte a Sur y otros tantos de Este a Oeste) alberga en su interior pequeñas mesas de raña, dada la incisión que sobre los glacis efectúa el río Bullaque, que la cruza de Norte a Sur. Excepto en las márgenes del arroyo Rosalejo y algún otro afluente del Bullaque, el roquedo antiguo no aflora en esta cubeta y no posee interés morfológico, ya que las areniscas del Arenig-Llanvirn y el paso hacia las pizarras del Llanvirn-Llandeilo no producen formas de relieve, más que taludes bajo los glacis de raña.

Aunque con escaso significado paisajístico, en el conjunto de Valronquillo, aparecen unos pocos asomos volcánicos, los más occidentales del área estudiada. Se

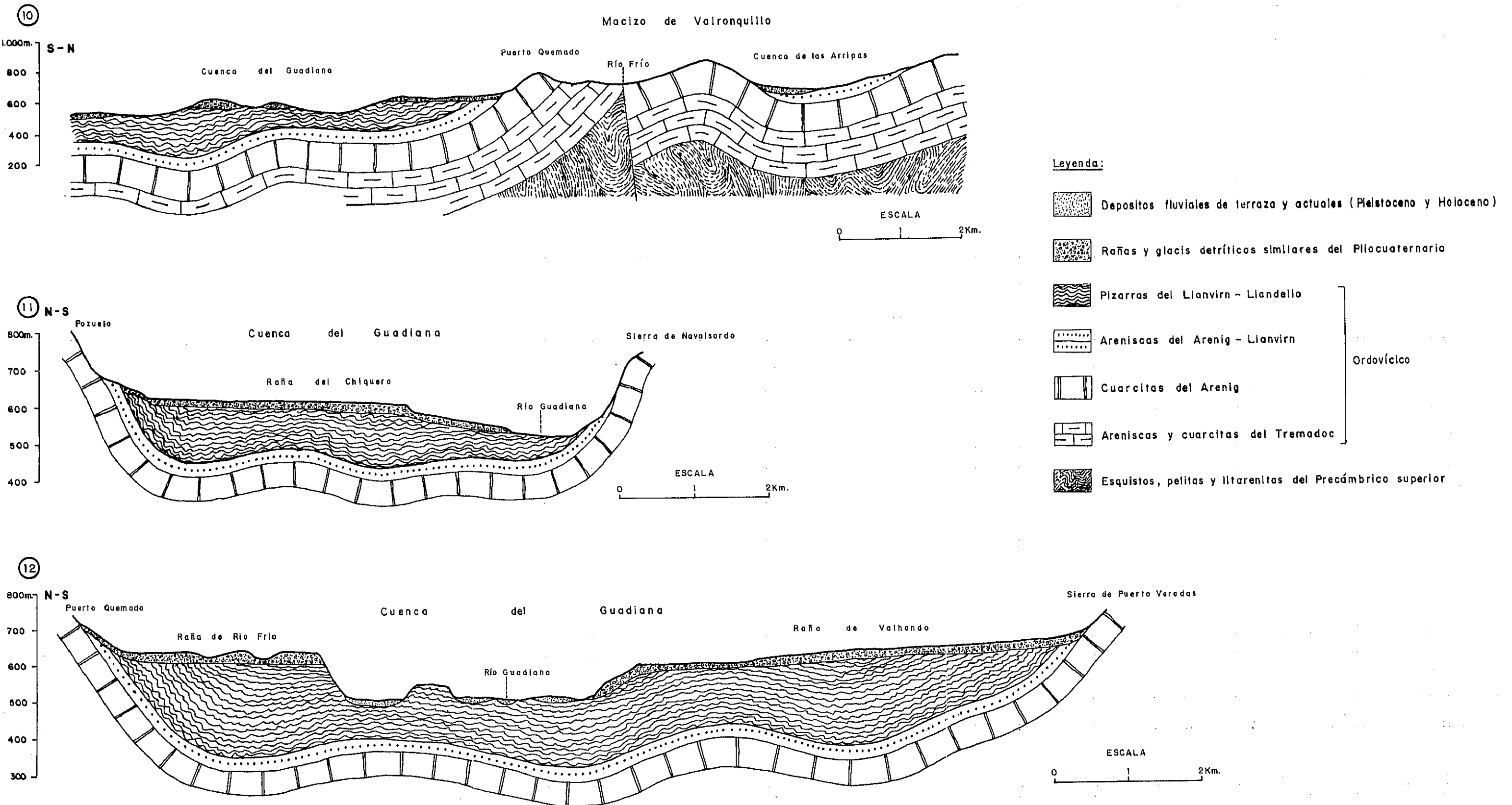
trata de emisiones que forman un pequeño cerrete en torno a la boca de salida y en algunos casos dan origen a una pequeña colada, como en el volcán de El Berrueco en la Sierra de Despeñaperros, en contacto ya con la cuenca sinclinal del Guadiana, o en el asomo de Valdelapedriza, al Sur de la Sierra de Navalagrulla. En las cercanías, han sido citadas formas explosivas tipo cráter en los materiales del Ordovícico medio (E.Piles y otros, 1989: Mapa geológico de Casas del Río). La nefelinita olivínica es la petrología más abundante en las emisiones en este macizo, al igual que ocurre en el Campo de Calatrava.

La parte suroccidental del conjunto de Vaíronquillo se encuentra drenada por los arroyos y riachuelos que fluyen directamente al Guadiana, como el Río Frío, Santa María, etc. La parte nororiental, sin embargo, cuenta con una red fluvial (Bullaquejo, Arroyo de la Madroña, Valdelamadera, Rosalejo, etc.) que es deudora previamente del Bullaque. Este hecho comporta ciertas diferencias morfológicas, en cuanto a mayor profundidad de los barrancos tributarios del Guadiana y de la fisonomía que presentan las depresiones cercanas, rellenas de rañas.

### **3.1.1.7. Cuenca sinclinal del Guadiana**

Entre Luciana al Sureste y unos 12 Kms. al Noroeste de Puebla de Don Rodrigo, se desarrolla esta cuenca perfectamente adaptada a lo largo de más de 40 Kms. a una estructura sinclinoria, que en realidad se prolonga al Sureste otros 30 Kms. hasta más allá de Corral de Calatrava, en plena comarca volcánica. Sin embargo los elementos que nos han hecho diferenciar los Montes del Campo de Calatrava sirven para distinguir una parte de la otra de este gran y alargado sinclinal. No obstante entre Luciana y Pozuelos de Calatrava como ya se ha dicho, puede situarse una tercera parte de esta cuenca a modo de transición. Aunque no faltan razones, como más adelante veremos al tratar las unidades de la zona de transición, para incluir este tramo en el que ahora nos está ocupando, hay una serie de características, que confieren al tramo Luciana-Puebla de Don Rodrigo una personalidad geomorfológica peculiar y destacada:

Figura 11 Morfoestructuras de la parte central de Los Montes



- Estrechamiento notable de la estructura en Luciana, llegando la cuarcita armoricana al fondo de la cuenca sinclinal.

- Configuración de las "mesas" de raña, debido a la incisión fluvial, más espectaculares de la comarca y de la mayor parte del Macizo Hespérico en la provincia de Ciudad Real.

- Desarrollo del tramo fluvial del Guadiana, con un característico trazado meandriforme, que ha sido mencionado por algunos autores como los restos del viejo curso fluvial plioceno, que drenaba sus aguas hacia el Tajo (F.Hernández- Pacheco y Cabañas 1952 y F.Mingarro 1958). En esta parte se configura el sistema de terrazas más importante de la comarca.

Debido a la presencia del curso fluvial más importante del territorio, la morfología fluvial generada por los arroyos y riachuelos es mucho más contrastada en esta zona, dada la mayor actividad y dinámica de esta red hidrográfica.

La altura de esta cuenca desde el Sureste, en Luciana, hasta la salida del río Guadiana de este ámbito (Estrecho de las Hoces) desciende unos 100 m. (540 m.-440 m.) y los desniveles en las sierras al Norte, tanto en el sector de Luciana (con Horca de Vacas, 921 m.) como en Sierra Diablo-Peñaflor (850 m.) rondan o sobrepasan los 400 m. En las sierras del Sur los desniveles son inferiores, ya que, salvo algunas excepciones, éstas oscilan en torno a los 800 m.. En cualquier caso, a diferencia del fondo de la depresión, no hay un ritmo altitudinal claro en los marcos montanos de ésta, en parte posiblemente debido a que estas sierras pertenecen a estructuras distintas, en las cuales sí pueden apreciarse ciertas tendencias en sus cumbres, que se señalan en los apartados correspondientes.

Aunque su carácter de morfoestructura alargada y estrecha es una de sus notas diferenciales en esta comarca, donde son frecuentes los domos y las cubetas, esta cuenca no mantiene una anchura uniforme en todo su recorrido. Como ya se ha dicho, aparecen sectores muy estrechos, como el de Luciana (2-3 Kms.), y por el contrario ensanchamientos que alcanzan los 10 Kms., como en el cierre periclinal en el sector del arroyo Doña Juana-Valle Horcajo, o en el de El Chiquero-Santa María. Lo más habitual son anchuras de unos 5 Kms., por lo que, dada su longitud, se configura una cuenca con un típico aspecto de surco apalachense.

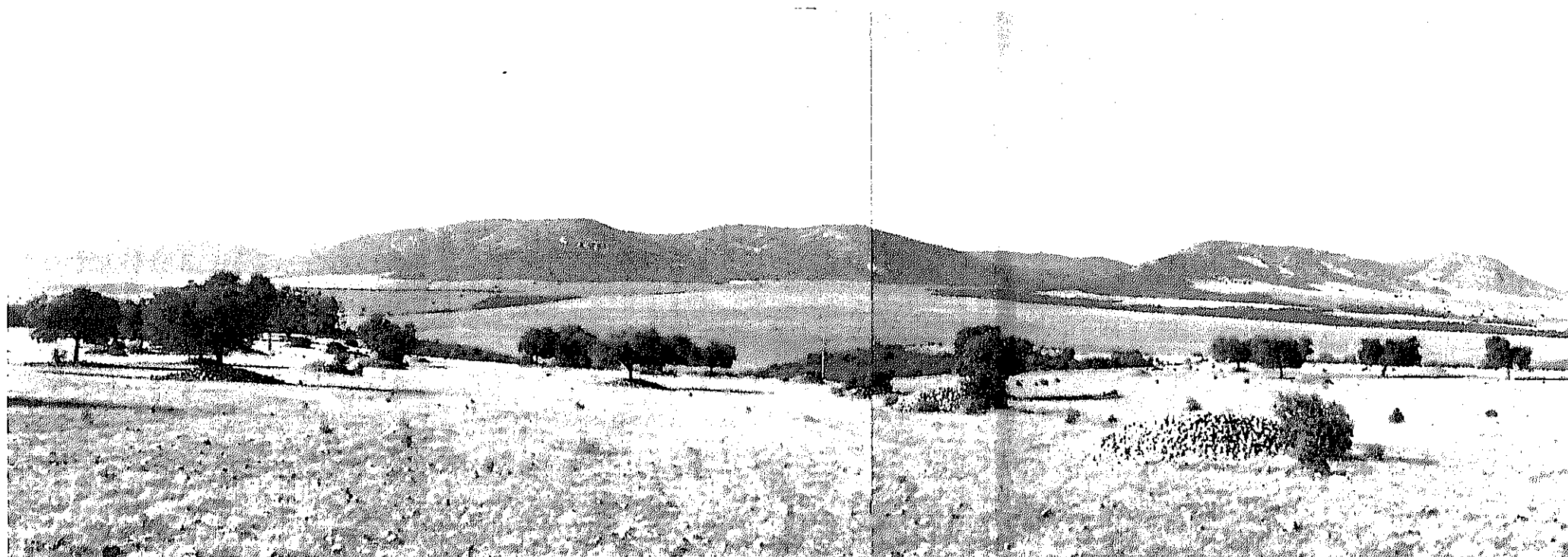


FOTO 5: Cubeta del Rosalejo (Bajo Bullaque) al Este del Macizo de Valronquillo (al fondo). Rañas y glacis cortados por la red fluvial.

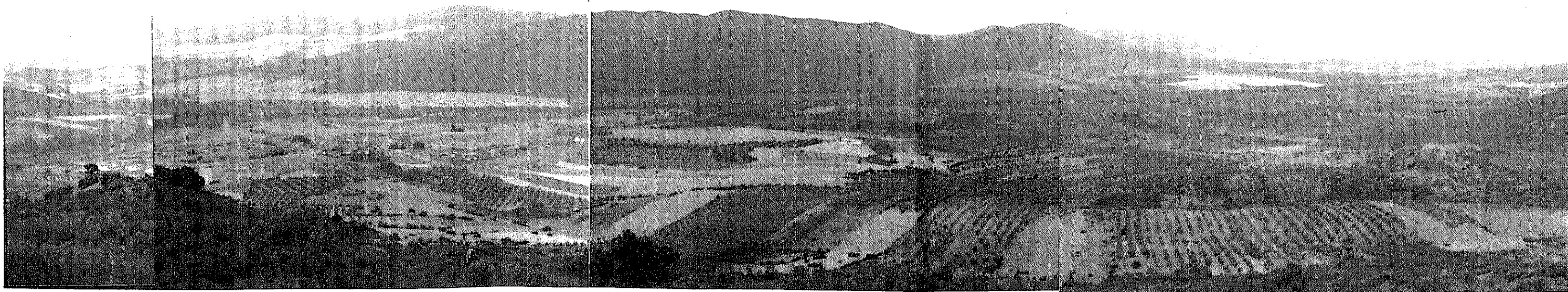


FOTO 6: Cuenca sinclinal del Guadiana. Rañas diseccionadas por el Bullaque y Guadiana (confluencia en Luciana).

Algunas de las características señaladas anteriormente sólo se interrumpen por la existencia de una sierra labrada en cuarcita armoricana que queda casi en la mitad de la cuenca, al Oeste de Puente de Retarna; se trata de las crestas de Abanto (771 m.) y Siyeruelo (822 m.) que emergen en el glacis de raña, al Norte del curso del Guadiana. Unas líneas de falla longitudinales a las estructuras (Noroeste-Sureste) son las responsables de la elevación de esta cresta monoclinial con buzamiento al Norte y han trastocado en ciertos casos la concordancia litológica como en Siyeruelo, donde las pizarras del Llanvirm-Llandeilo se encuentran por debajo topográficamente, y al Sur de la cresta, que buza al Norte y que es del Arenig.

A excepción de esta cresta cuarcítica, el modelado sobre el zócalo se establece fundamentalmente sobre las pizarras del Llanvirm-Llandeilo, que aflora en los profundos barrancos que han diseccionado las rañas. En el extremo occidental, donde la cuenca adquiere una forma cuadrangular en el cierre periclinal, la incisión fluvial ha exhumado también materiales cuarcíticos y areniscosos del Llandeilo y Caradoc inferior, pero que no sobrepasan topográficamente el glacis de raña, extendido entre 700 y 600 m. Todos estos materiales paleozoicos no conservan restos de formas que pudieran ser antiguas, ya que lo estrecho de la cuenca sinclinal hace que las rañas extendidas por toda la comarca sólo dejan ver el zócalo en los sectores en los que la red fluvial es más activa y ha abarrancado el glacis y el sustrato, acarcavando las laderas especialmente donde alcanza niveles más pizarrosos.

### **3.1.1.8. Depresión anticlinal de Agudo**

Se sitúa al Suroeste de Puebla de Don Rodrigo y de las Sierras Gorda y Ancares y al Sur de las Sierras de Herrera del Duque. Si al Este la depresión tiene una dirección Noreste-Suroeste, conforme se avanza a occidente se va incurvando, adoptando la Este-Oeste en la población de Agudo y la Noroeste-Sureste, donde se une a la depresión anticlinal del Esteras o Saceruela que se encuentra más al Sur. Se origina así, en Siruela y aún más en Talarrubias, una extensísima depresión anticlinal que queda interrumpida al Oeste, geológica y morfológicamente, por la cuenca terciaria de las vegas del Guadiana.

La depresión de Agudo tiene unas dimensiones más modestas, con una longitud de unos 24 Kms. aproximadamente, considerándola desde las cercanías de Tamurejo-Agudo hasta el sector al Sur de Sierra Gorda. Su anchura es variable entre 6 y 12 Kms., quedando delimitada al Norte por los conjuntos ya señalados de las Sierras de Ancares y Sierras de Herrera del Duque y, al Sur, por las Sierras de Valdemanco del Esteras.

La depresión descende paulatinamente hacia el Oeste, desde los 600-640 m., que se registran en el extremo oriental, los 568 m. a los que se sitúa Agudo, los 547 m. de Tamurejo y los 519 m. ya en Siruela, fuera del ámbito de esta unidad. Este hecho coincide con el de todas las depresiones o cuencas de este sector de los Montes que son drenadas por afluentes del Guadiana o vierten directamente a él, a excepción de los del río Bullaque, que circula de Norte a Sur y cuyos tributarios, por la orilla derecha, hacen que las depresiones donde se instalan descendan hacia el Este, como la de las Arripas o la del Bullaquejo. En el caso que nos ocupa el río Agudo, aguas abajo llamado Siruela, es el que se encarga de drenar este territorio. Este curso fluvial, como otros en esta misma posición, se sitúa en mitad de la depresión, recibiendo aportes desde los rebordes serranos cuarcíticos que lo enmarcan.

Esta unidad, como otras de sus mismas características, se encuentra modelada en los roquedos precámbricos predominantemente pelíticos o pizarrosos que afloran una vez diseccionados los glaciares que se extienden en los piedemontes serranos. Como es habitual en los grandes vaciamientos anticlinales, en las partes más alejadas de los contrafuertes serranos el material antiguo aflora con gran profusión y su topografía no es otra que un conjunto de llanos que resaltan con mayor o menor energía del nivel fluvial, en función de la capacidad erosiva de los ríos. En este caso, mientras en la zona oriental los retazos de raña se quedan colgados 50 ó 60 m., en la zona central y occidental, donde apenas aparecen, el paisaje se convierte en un conjunto de llanos, separados por los arroyos y a veces interrumpido por diversos accidentes, como el Cerro Agudo al Noreste del pueblo, que a modo de monte-isla, labrado en la cuarcita armoricana, emerge de la depresión.



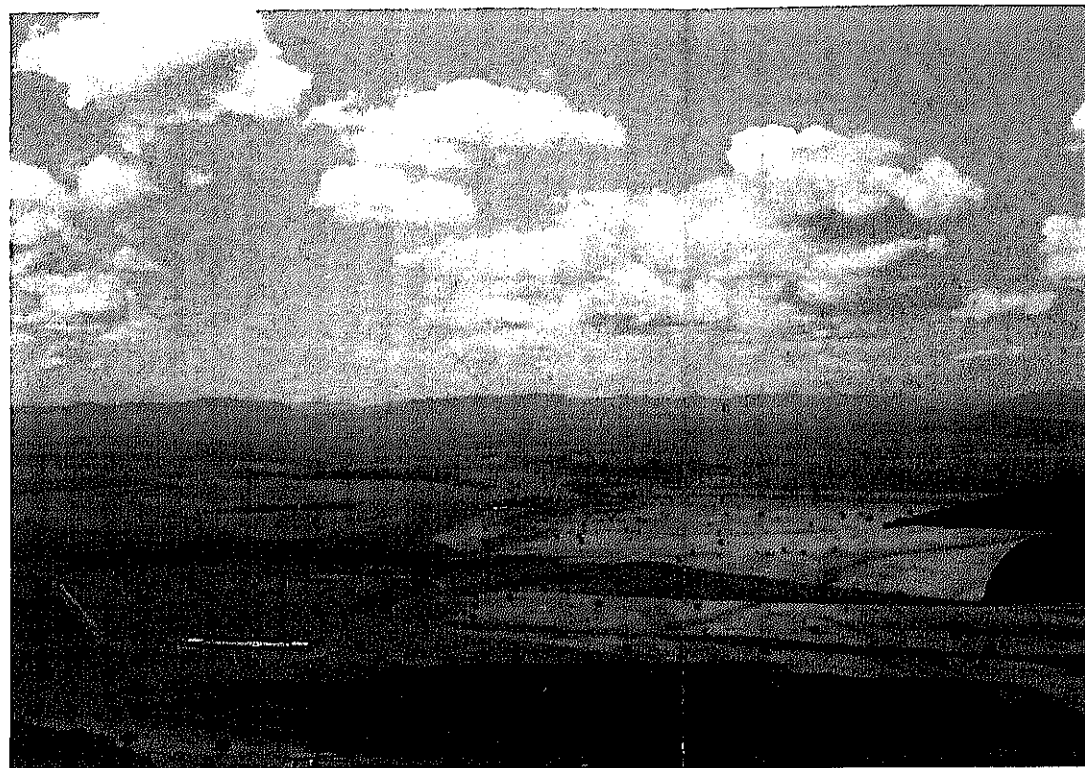


FOTO 7: Parte Noreste de la Depresión anticlinal del Esteras. Llanadas de raña levemente incididas por el río Esteras y sus afluentes.

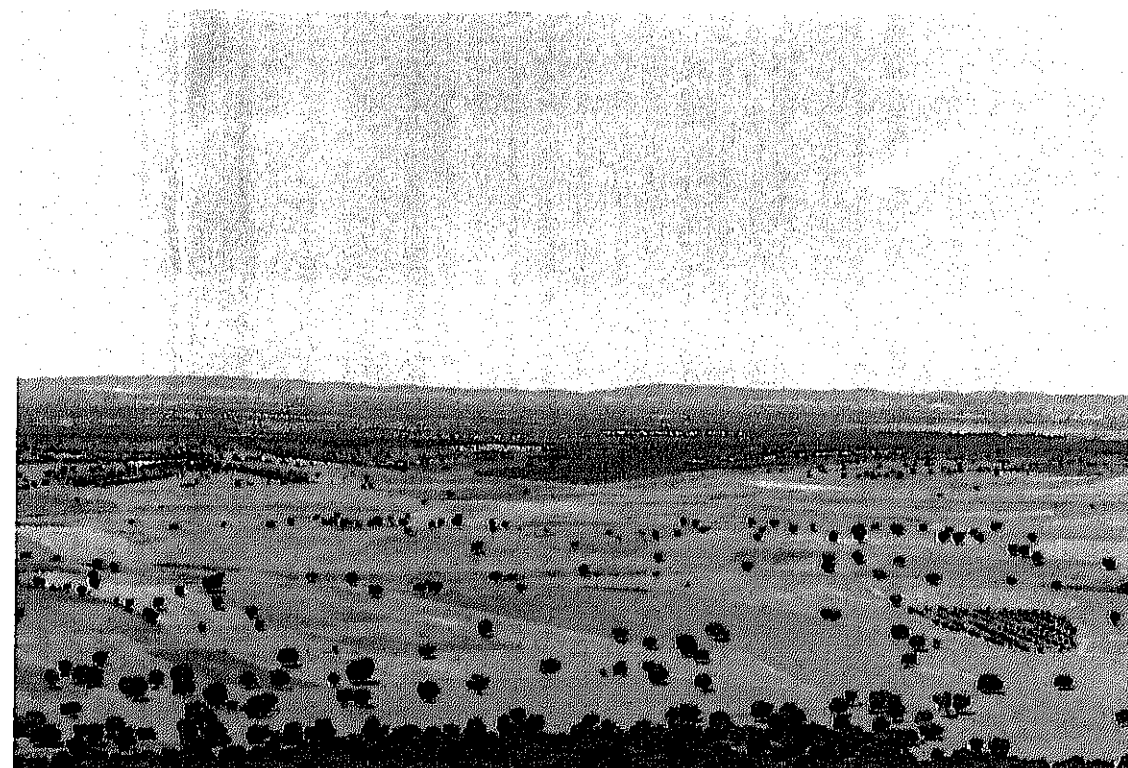


FOTO 8: Parte central de la Depresión anticlinal de Abenójar. Superficies amesetadas y lomas del Precámbrico.

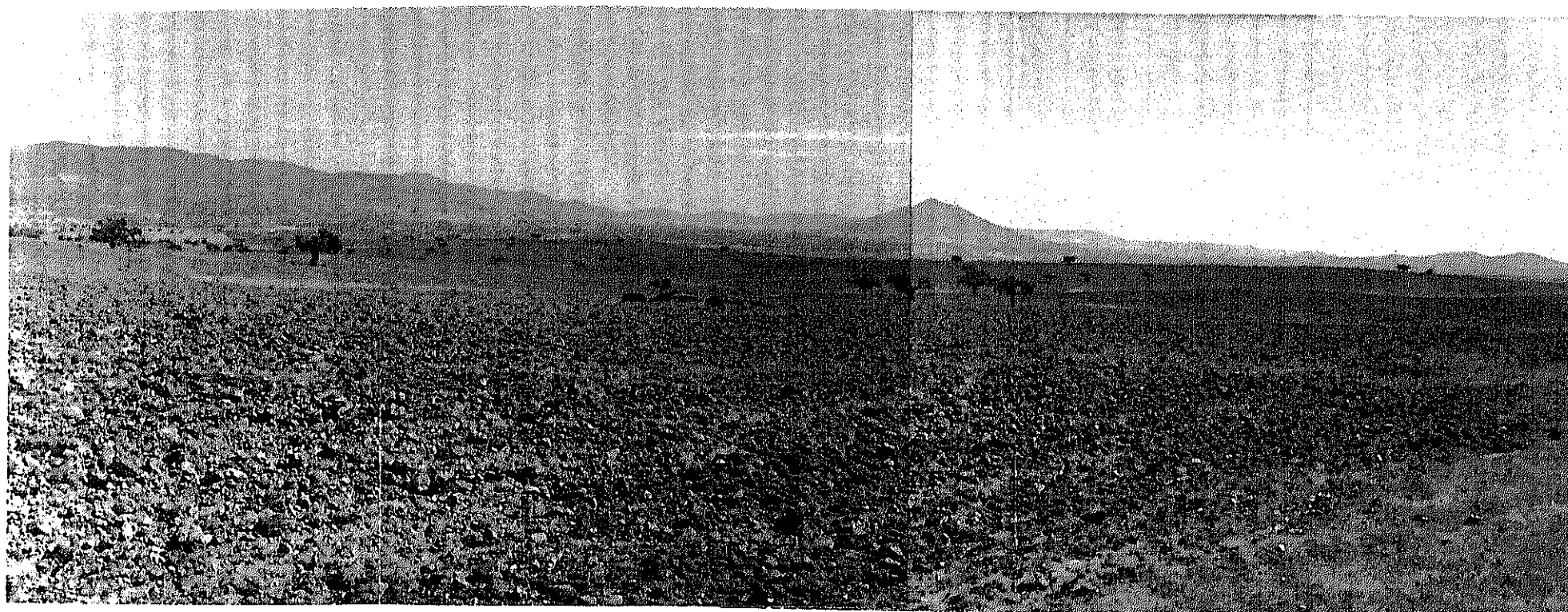


FOTO 8 b: Depresión anticlinal de Agudo. Llanos y superficies amesetadas en el Precámbrico.

Las diferencias litológicas que se producen en los materiales precámbricos (que son de facies y no cronoestratigráficas ni petrográficas, sino del tipo de sedimentación) (A. Pineda y otros, 1989: Mapa geológico de Puebla de Don Rodrigo) no se traducen en diferencias morfológicas significativas. Así pues, hay que pensar que, aunque los ríos sean los responsables de rasgos decisivos del paisaje actual, antes de la sedimentación de la raña no habría una morfología muy diferente de los llanos que hoy se observan. El descenso topográfico hacia el Oeste sí parece imputable a la disposición de la red fluvial. Si esta disminución altimétrica existía ya antes de la instalación de los ríos parece difícil de desentrañar, aunque existe el dato de la similar altura a la que se encuentran las rañas en Tamurejo al Oeste y en el sector al Este del Cerro Agudo o incluso más a oriente, en torno a 620-640 m.

### 3.1.1.9. Sierras de Valdemanco del Esteras

A lo largo de unos 25 Kms. se desarrollan estas sierras sobre una estructura sinclinal, que sirve de enlace entre dos grandes anticlinales, el de Agudo al Norte y el del Esteras al Sur. Se trataría pues de un sinclinal colgado, aunque la fisonomía no es ni mucho menos parecida a la de los típicos sinclinales colgados de cobertera, y no sólo porque los materiales son muy diferentes. El eje del sinclinal se sitúa muy bajo altitudinalmente en la parte central, formando un pequeño surco intermedio entre las crestas que buzan, en ocasiones fuertemente, hacia su interior.

Estas sierras se construyen sobre la cuarcita armoricana del Arenig y la del Tremadoc, llegando a alcanzar 870 m. en el extremo occidental, que es la parte más elevada. Desde este sector de Baterno-Agudo, las alturas descienden al Este hacia la zona de Valdemanco del Esteras y de la Ribera de Riofrío, desde donde vuelven a incrementarse, pero sin pasar prácticamente de los 800 m. que se consiguen en Pescadera, que es la cota mayor de este tramo oriental. La dirección de este conjunto es similar a la de las depresiones que lo rodean: Noroeste-Sureste en la parte occidental, Este-Oeste en la central y Noreste-Suroeste en la oriental.

Tanto en el extremo occidental (Sierra de San Blas, Agudo) como a partir de la Ribera de Riofrío hacia el Este, la alineación se hace única estrechándose el

sinclinal y desapareciendo por tanto la cuenca intermedia.

Las sierras del sector Oeste (Baterno-Agudo) son, además de las más elevadas, las más complejas, ya que la estructura sinclinal general se complica apareciendo varios sinclinales colgados en el sector Garganta y Don Pablo. Aquí, el nivel del eje sinclinal se encuentra auténticamente colgado (800-850 m.) sobre las depresiones circundantes (600 m.).

En el sector central, la doble alineación cuarcítica se hace clara, dejando en medio una pequeña cuenca sinclinal a 600-640 m. de poco más de 1 Km. de ancho, la de la Ribera de Riofrío, donde se han depositado los sedimentos de la raña, recubriendo los roquedos areniscosos del Arenig-Llanvirn y pizarrosos del Llanvirn-Llandeilo que, exhumados por la red fluvial, se observan en los taludes de algunos barrancos. Las alineaciones que al Oeste del valle, por donde sale el Arroyo de la Ribera de Riofrío de este ámbito, superan los 800 m. holgadamente, no los alcanzan hacia el Oeste de este valle transversal, por donde circula el citado riachuelo. Las cumbres descienden tanto las del Oeste, como las del Este hacia este valle, hecho frecuente en otros lugares, lo que sugiere unos basculamientos leves hacia estas líneas de valle transversales a las sierras.

Hacia el Este, desde Pescadera a Navalatienda, la alineación más septentrional se encuentra ausente, por lo que desaparece la cuenca sinclinal intermedia. Aparecen así, por un lado, estructuras sinclinales en una misma alineación, pequeños anticlinales como el de Navalatienda, duplicaciones de la cresta cuarcítica por falla o simplemente crestas monoclinales buzando al Norte, como en Pescadera.

En el extremo oriental, los cerros Camarero, Grajo, etc. no muestran el carácter continuo, típico de las sierras o alineaciones que poseía esta unidad al Oeste. La altitud oscila entre 700-750 m., aunque se puedan alcanzar cerca de 800 m. sin sobrepasarlos. La característica fundamental es la consideración de crestas monoclinales que muestran su frente siempre al Sur, hacia el anticlinal del Esteras, como ocurría en la Sierra Pescadera, recién citada. Este sector oriental se encuentra contiguo y tiene notables similitudes con el extremo suroccidental de las Sierras de Cantos Negros-Los Ancares y también con la Sierra de Saceruela, que en los cerros Torneros y Vicejo, que se unen a Cerro Grajo, redondean el dibujo de la trama

cuarcítica, que enmarca el anticlinal del Esteras.

Como se observa, estas sierras presentan el típico carácter de alineación, con cumbres estrechas y vertientes claramente marcadas que en general dominan abiertas y grandes depresiones. No hay un ritmo altitudinal claro, aunque en el sector occidental se encuentran las mayores alturas y van decreciendo con ciertas interrupciones hacia el Este. En este caso, la tendencia sería la contraria a la que apuntábamos para la depresión anticlinal de Agudo, que se encuentra inmediatamente al Norte.

### 3.1.1.10. Depresión anticlinal del Esteras

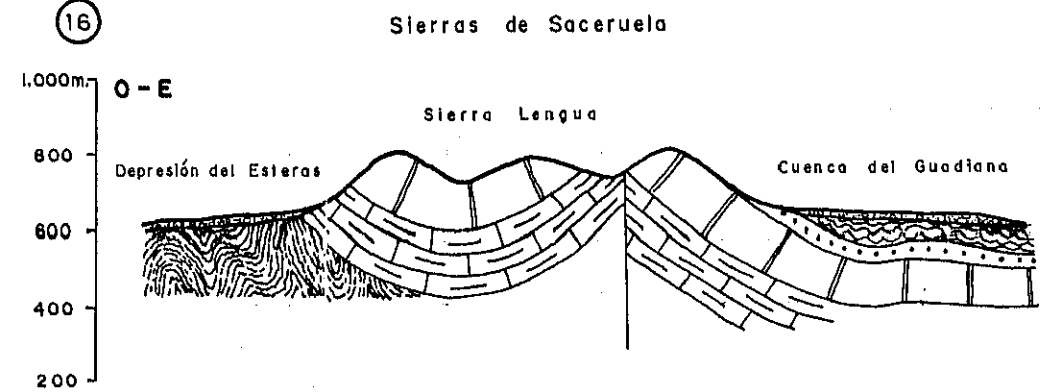
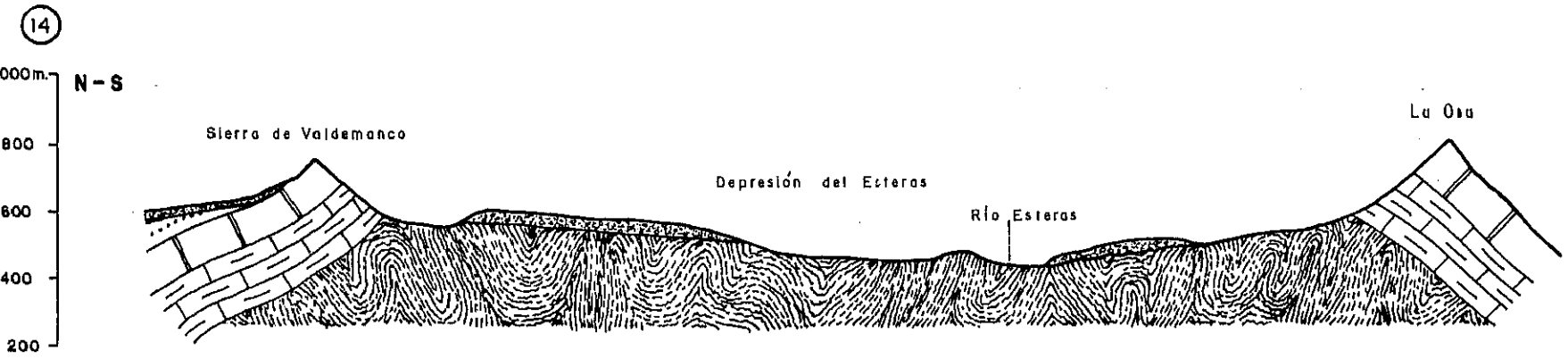
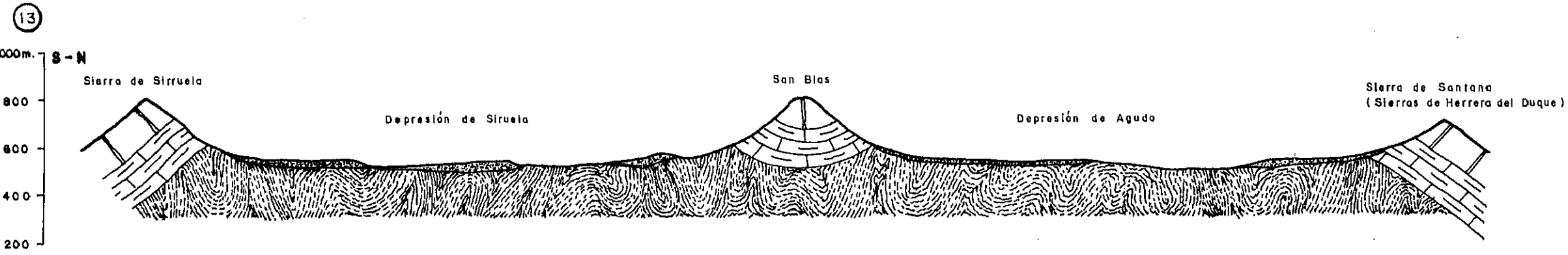
Con unas características similares a la depresión de Agudo, la del Esteras se sitúa al Sur de ésta y de las Sierras de Valdemanco. Estas sierras y las de Saceruela configuran el flanco Norte de este gran anticlinal, mientras el flanco Sur queda constituido por las Sierras de Siruela, Osa-Prior y El Picado. Al Este, el macizo de Canalizos-Navacerrada posee estructuras y formas mucho más complejas que las que definen las, relativamente sencillas, alineaciones anteriores.

La dirección de esta depresión es, como la de Agudo, Noreste-Suroeste y, como ésta, dibuja una forma de arco abierto al Norte, por lo que las direcciones cambian levemente por tramos, desde la Oeste-Este en la parte occidental a la Noreste-Suroeste en la parte oriental.

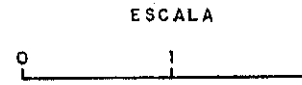
El tamaño de esta depresión resulta sensiblemente mayor que la de Agudo, ya que su longitud antes de juntarse con ésta puede estimarse en cerca de 40 Kms., y su anchura, variable por sectores, oscila entre los 6 y los 10 Kms.

La altitud de esta unidad disminuye hacia el Oeste, alcanzando los 640 m. en el sector oriental y los 500 m. en el occidental. Sin embargo, este descenso muestra una interrupción en el sector por donde el río Esteras sale de este ámbito y se introduce en la cuenca sinclinal de Almadén. De este modo, esta diferencia con respecto a la depresión de Agudo, que descendía paulatinamente hacia el Oeste sin interrupciones, deja claro la causa de este descenso topográfico hacia el Oeste: la red fluvial.

Figura 12 Morfoestructuras de la parte Suroeste de Los Montes



- Leyenda:**
- Rañas y glacia detriticos similares del Pliocuatenario
  - Pizarras del Llanvirn - Llandeilo
  - Areniscas del Arenig - Llanvirn
  - Cuarcitas del Arenig
  - Areniscas y cuarcitas del Tremadoc
  - Esquistos, pelitas y litarenitas del Precámbrico superior
- Ordovícico



Como ocurría con la de Agudo, sólo es un río de modestas dimensiones el que, situado en la parte central, drena la totalidad de esta depresión, configurándose sus tributarios con un trazado aproximadamente dendrítico.

Al igual que en casos similares, las pizarras y grauvacas precámbricas afloran con gran profusión, al encontrarse desventrado el núcleo anticlinal, y forman pequeños llanos, a veces destacados con respecto al río Esteras, que se encaja unos 60 m. en algunas partes. Este relieve se organiza en una franja en torno al río, donde las rañas provenientes de los piedemontes serranos han sido desmanteladas, estando lejos de las sierras, quedando colgadas y formando mesas con un desnivel de más de 100 m. Esto se observa en las cercanías de Valdemanco del Esteras, donde el río en el tramo medio o bajo pasa cercano a las Sierras de Valdemanco, creándose retazos destacados. Donde no aparece la raña, la exhumación del zócalo origina unas lomas relativamente planas que destacan menos que los glacis. Estos glacis en el sector oriental se sitúan entre 640-600 m. de altitud y su fisonomía es de llanada, dado que el río Esteras en la parte alta de su recorrido no se ha encajado todavía. Se conforman así, en este sector, unos extensos glacis que llegan hasta Saceruela prácticamente y que poseen mayor continuidad que los que se sitúan al Norte del río Esteras. Por el contrario, las rañas cercanas a Valdemanco, al Oeste de la depresión, se sitúan entre 600-560 m. De modo que en esta depresión, las rañas orientales se han formado a mayor altura en la parte occidental, lo cual explicaría el diferente arranque topográfico de los glacis.

La conclusión de todo ello es que, tanto el descenso que se observa en los glacis de raña, como en los llanos sobre el roquedo precámbrico, hay que ponerlo en relación con la erosión fluvial remontante o con la altura a la que arrancan las rañas.

Las diferencias de materiales que se establecen dentro de las series precámbricas, como en casos anteriores, no se expresan en diferencias morfológicas reseñables. Así pues, el roquedo precámbrico se ha comportado de un modo relativamente homogéneo.

### 3.1.1.11. Sierras de Siruela-La Osa-El Picado

Al Sur de la depresión del Esteras y a lo largo de más de 35 Kms. se alinean estas sierras, que constituyen el flanco Sur del anticlinal del Esteras y cuya morfología general es la de una cresta monoclinal buzando al Sur hacia la cuenca sinclinal de Almadén. Las alturas culminantes son más elevadas en las sierras occidentales que en las orientales, pero no hay una tendencia definida en la variación altimétrica de las cumbres.

La Sierra de Siruela, que es el tramo occidental hasta el río Esteras, alcanza una altura de 939 m. en Motilla y 942 m. en Las Americanas (en el extremo Oeste). Desde aquí, el descenso es progresivo, aunque con altibajos, hasta Azorejo 845 m. Hacia el Sureste, ya en las cercanías del boquete del Esteras, las cumbres bajan hasta los 636 m. La progresión hacia el Este va aumentando las alturas con 770 m. y llega hasta 829 en el Pílon del Lobo, manteniéndose por encima de los 800 m.; en las cercanías del Puerto del Rayo baja a 740 m., siguiendo así un pequeño tramo para incrementarse en Osilla y la Osa a 845 m., descender ligeramente en el ramal Noreste, Sierra del Prior 807 m. y situarse en Los Maderos a 844 m., disminuyendo en El Picado 807 m., y bajar notablemente, ya en el valle de la Ribera del Gargantiel.

La conclusión de este conjunto de cifras altimétricas es que hay descensos altitudinales hacia el Este por tramos, éstos se encuentran separados por valles transversales, relacionados con dislocaciones, en cuyas inmediaciones las cumbres disminuyen sensiblemente, mostrando una fisonomía escalonada hacia estos boquetes. En otros casos, estos boquetes son más netos en sus rupturas y no hay escalones. En cualquier caso, el ritmo altimétrico no sigue la pauta de las depresiones inmediatas, que como ya se ha visto decrece hacia el Oeste, determinado por el encajamiento paulatino de la red fluvial y su mayor vigor erosivo en sentido Oeste.

Todo el conjunto está modelado en la cuarcita del Tremadoc y del Arenig y, aunque la norma general es su buzamiento al Sur, hacia el sinclinal de Almadén, no están ausentes las complicaciones, como estructuras suavemente onduladas sobre las que se labran las cumbres más extensas, pequeños pliegues anticlinales o sinclinales

que contribuyen también a ensanchar las sierras y duplicaciones de las hiladas cuarcíticas, todo lo cual incide para ofrecer una sierra de aspecto más compacto y menos afilado que las alineaciones de Valdemanco del Esteras (excepto en ciertos tramos). Al igual que ocurría con éstas, acaban bruscamente en el extremo Oeste donde predomina abrumadoramente el roquedo precámbrico, conformándose extensas áreas deprimidas y monótonas.

En el segmento centro-oriental, la Sierra de la Osa y Prior suponen una bifurcación de este conjunto y se disponen en algunos puntos como una morfoestructura sinclinal, que enlaza sectores anticlinales del mismo gran pliegue anticlinal del Esteras. Este ramal cuarcítico se pierde hacia el Noreste, mientras las Sierras de Los Maderos o El Picado suponen el final de estas sierras del flanco Sur del anticlinal del Esteras. Más al Este, el flanco se complica de tal modo en estructuras diversas que merecen integrar otra unidad y de distintas características, el Macizo de Canalizos-Navacerrada. El enlace entre ambas, en el sector de la Ribera de Gargantiel, se efectúa en este caso mediante una estructura sinclinal que muestra los materiales típicos de estas cuencas, el Arenig-Llanvirn y el Llanvirn-Llandeilo en los taludes y laderas que la red fluvial ha abarrancado suficientemente.

#### **3.1.1.12. Sierras de Saceruela**

Estas sierras, de unos 12 Kms. de longitud, están labradas en el flanco Noreste del anticlinal del Esteras, sobre los materiales cuarcíticos del Tremadoc y Arenig, que buzan hacia el valle sinclinal del Guadiana. Se trata de un conjunto de crestas de cuarcita armoricana, escoltadas hacia el Sur por los cerros de cuarcitas del Tremadoc, como el de Torneros, Vicejo, etc. que no alcanzan los 800 m. Las sierras más continuas alcanzan 857 m. en Castilnegro y 832 m. en Caballo y no se aprecia en este corto recorrido ritmo altitudinal alguno.

Como ocurre en la mayor parte de las alineaciones cuarcíticas, las fracturas han desenganchado las barras de roca dura, compartimentándolas en distintos tramos, lo que altera, levemente en este caso, la dirección general Noroeste-Sureste del conjunto.



Las vertientes septentrionales de estas sierras, que miran al valle del Guadiana, se labran en las areniscas del Arenig-Llanvirn y en las partes más bajas en las pizarras del Llanvirn-Llandeilo. La ausencia de discordancias entre los materiales de las crestas y los de laderas y valles, manifiesta una vez más que la organización topográfica general procede de las estructuras de plegamiento generadas en la Tectónica Hercínica y que en sus líneas esenciales no ha sido trastocada.

Los desniveles existentes entre las cumbres y el fondo del valle en este sector superan en ocasiones los 350 m., hecho éste que unido a la incisión del río Guadiana a 480 m., da como resultado una agresividad muy sobresaliente en los arroyos vertientes al Norte, que adoptan aquí el topónimo de gargantas. Esto contrasta con los barrancos que fluyen al Sur, que se encuentran con glaciares de raña a 620-640 m., y además se encuentran muy poco incididos por los arroyos de esta parte (sector Noreste de la depresión anticlinal del Esteras).

El límite occidental de esta unidad se ha situado en el arroyo de Valdelascuevas, excluyendo así la Sierra Gorda y El Esparragal que adoptan una orientación distinta al conjunto de Saceruela y que se encuentran contiguas a las Sierras Las Peñuelas y El Oso, a las cuales se ha incluido en las Sierras Cantos Negros-Los Ancares; las Sierras Gorda y Esparragal pueden considerarse como unatransición entre ambas unidades.

La delimitación suroriental puede establecerse en el valle, por donde circula la carretera de Saceruela a Puente Retama, quedando al Sur las Sierras de Cabezarados-Luciana que constituyen el flanco Norte de otro gran anticlinal, el de Abenójar. No existe, de todos modos, una ruptura neta entre las sierras mencionadas como pasaba en el límite noroccidental.

### **3.1.1.13. Macizo de Canalizos-Navacerrada**

Es un complejo conjunto montañoso con características similares a las de Solanazo-Valronquillo, aunque de menores dimensiones (unos 20 Kms. de Norte a Sur y de 12 a 18 de Este a Oeste) y variedad morfoestructural. En realidad, por su tamaño puede colocarse entre el subconjunto de Solanazo, que es algo menor, y el

de Valronquillo. Por sus rasgos geológicos, la comparación con el conjunto de Solanazo es aclaratoria, ya que se trata como éste de un cierre periclinal, aunque con pliegues de menor tamaño que complican esta estructura general.

Efectivamente, puede entenderse mejor esta unidad si se considera como el cierre por occidente del gran domo de Abenójar. Naturalmente no es sólo eso y su estructura en el extremo Noroeste consigue enlazar el domo citado con el anticlinal del Esteras, mientras en el Suroeste, sus materiales se sumergen en el sinclinorio de Almadén y su apéndice en este sector, el sinclinal de Fresnedillas.

Así pues, en este cierre periclinal, que puede considerarse casi como un domo, aflora en el centro de su arco, el Precámbrico y, conforme nos alejamos de él, las cuarcitas del Tremadoc y más exteriormente las del Arenig, excepto en el sector oriental, donde este piso geológico se encuentra ausente en afloramiento. Esta estructura anticlinal cuenta con la peculiaridad prácticamente única en nuestro territorio, de la aparición de materiales graníticos, esporádica y aisladamente en el núcleo anticlinal, y algo más al Sur cerca del flanco meridional cuarcítico de una mancha relativamente extensa: la granodiorita de Fontanosas.

Así pues, el macizo de Canalizos-Navacerrada se encuentra situado entre dos grandes depresiones anticlinales: la del Esteras al Oeste o Noroeste y la de Abenójar al Este y queda cerrado al Sur por una cuenca sinclinal, la de Almadén. Por el Norte, las sierras se prolongan en las alineaciones del Puerto y Lengua, que hemos integrado en las Sierras de Cabezarados-Luciana. No se aprecia ritmo altitudinal de conjunto, como no sea el que las cuarcitas armoricanas presentan las mayores alturas del macizo. En función de la existencia de una depresión anticlinal intermedia y de las distintas direcciones y estructuras geológicas que presentan las sierras que bordean esta depresión, se pueden diferenciar subconjuntos dentro de esta unidad.

Las Sierras de Canalizos y Los Lirios constituyen uno de los conjuntos diferenciables. Presenta una dirección general Noreste-Suroeste, según corresponde al flanco Noreste del anticlinal del Esteras. Como el resto de las subunidades de este macizo, no ofrece el típico aspecto de alineación serrana, en parte por la abundante presencia de cuarcitas del Tremadoc y en parte por la existencia de varias ondulaciones en este flanco anticlinal. Desde Canalizos al Noreste hasta Duranes al

Suroeste, se desarrolla un conjunto de sierras cuya altura supera ampliamente los 800 m. llegando a 853 m. en Duranes, 884 m. en Entremasaguas y 869-70 m. en Pielo y Canalizos. Todas ellas se encuentran labradas en la cuarcita arenigiense, cuya estructura general permite calificar al conjunto como un sinclinal colgado, aunque en ciertos casos, la fracturación duplique las hiladas rocosas o aparezcan pliegues o repliegues en este flanco, que siempre mantiene sus frentes vistos hacia la depresión del Esteras. En ellas las cumbres no parecen seguir ninguna tendencia altitudinal determinada. La morfología de estas sierras es bastante típica si se individualizan o compartimentan: vertientes marcadas y de fuerte pendiente, cimas estrechas y alargadas. Adosadas a estas sierras se extiende hacia el Este con una dirección similar, pero mucho menos clara una serie de sierras y serrezuelas de menor altura que difícilmente superan los 800 m. Estos relieves labrados en la cuarcita del Tremadoc no ofrecen las características citadas para las otras alineaciones, sus cumbres son más amplias y llanas, las laderas menos empinadas y la dirección general de las serrezuelas menos definida, e incluso por sectores desaparecen, tendiendo al redondeamiento. Los Cerros de Doña Inés, Los Pilonos y Los Lirios son buenos ejemplos de estos hechos y sus alturas llegan a los 820 m. como cota máxima.

Las Sierras de Duranes-Fontanosas cierran el macizo por el Suroeste. Con un dorso más tendido y con las lógicas variaciones de dirección del cierre periclinal, estas sierras no se parecen a las alineaciones arenigienses del subconjunto anterior. Aparte de presentar adosadas las serrezuelas en el Tremadoc hacia el interior, como ocurría en el caso anterior, las sierras en cuarcitas armóricas presentan unas cumbres, aunque no más extensas, sí menos afiladas. Puede hablarse de crestas muy tendidas y con interrupciones en sus laderas, que buzan hacia al Suroeste pero que poseen accidentes diversos. Los desenganches frecuentes hacen perder continuidad a estas sierras y las alturas se mantienen desde Duranes y sus proximidades 850 m., Morro del Aguila 866 m. (algo más al Sur) hacia el Morro de las Lastras 847-856 m., para descender en la mitad suroriental en Pedrizón 804 m., Castellar 813 m. y especialmente en las cercanías de Fontanosas, donde las cumbres se sitúan entre 750 y 780 m. Por ello puede decirse que, aunque no es progresivo, el nivel altitudinal

baja hacia el Sureste donde, en las cercanías de Fontanosas y del boquete del río Quejigares, las cumbres próximas se encuentran a una altura notablemente menor, hecho que ya se vio que se producía en otras áreas de nuestro territorio. En general, estos marcos externos labrados en la cuarcita armoricana, tanto en este grupo de sierras como en el anterior, salvan desniveles relativamente importantes, de más de 300 m., en este caso con respecto a la cuenca sinclinal de Almadén-Fresnedillas y, en el caso anterior como ya se dijo, con la depresión del Esteras.

Las alturas que se registran en las sierras labradas sobre Tremadoc son, excepto en algunos casos, ligeramente inferiores, como ocurría en las sierras anteriores, alcanzando como cotas máximas los 800 m. generalmente.

Las Sierras de Fontanosas-Navacerrada cierran por el Sur y Sureste el anticlinal. Este subconjunto, con unos caracteres similares a los anteriores, puede desglosarse en dos elementos, las alineaciones modeladas en la cuarcita masiva arenigiense y las modeladas en las capas del Tremadoc. Las sierras talladas en cuarcita armoricana, desde los 700-750 m. de las cumbres próximas a Fontanosas y el Boquete del Quejigares, van aumentando hacia el Este, en Montón de Trigo (793 m.), Los Arenales (831 m.) y Cerro Patagallina (842 m.). En este cerro puede situarse el final de este subconjunto e incluso del macizo Canalizos-Navacerrada. Sin embargo, a partir de él, la Sierra del Tamaral-Viñuela aparece como un apéndice del macizo, pero fuera ya del trazado en domo que éste presenta.

Las sierras que ahora nos ocupan poseen, pues, una tendencia similar pero contraria a las de las Sierras de Duranes-Fontanosas, es decir disminuyen su altitud de Este a Oeste, hacia Fontanosas, y también tienen cimas más elevadas que los relieves situados inmediatamente más al Norte, elaborados en las capas cuarcíticas y areniscosas del Tremadoc. Todo este subconjunto se presenta con una inclinación general estructural hacia el Sur donde se emplaza el sinclinal de Fresnedillas y, como le ocurría al subconjunto anterior, la crestería monoclinal que en estos casos puede definir se encuentra accidentada por fracturas y ondulaciones del flanco, que no dejan calificar como sencillo este flanco cuarcítico que se sumerge hacia el Sur.

Las serrezuelas y cerros del Tremadoc, que se sitúan al Norte de estas sierras, poseen análogas características a las explicadas para estos relieves en subconjuntos

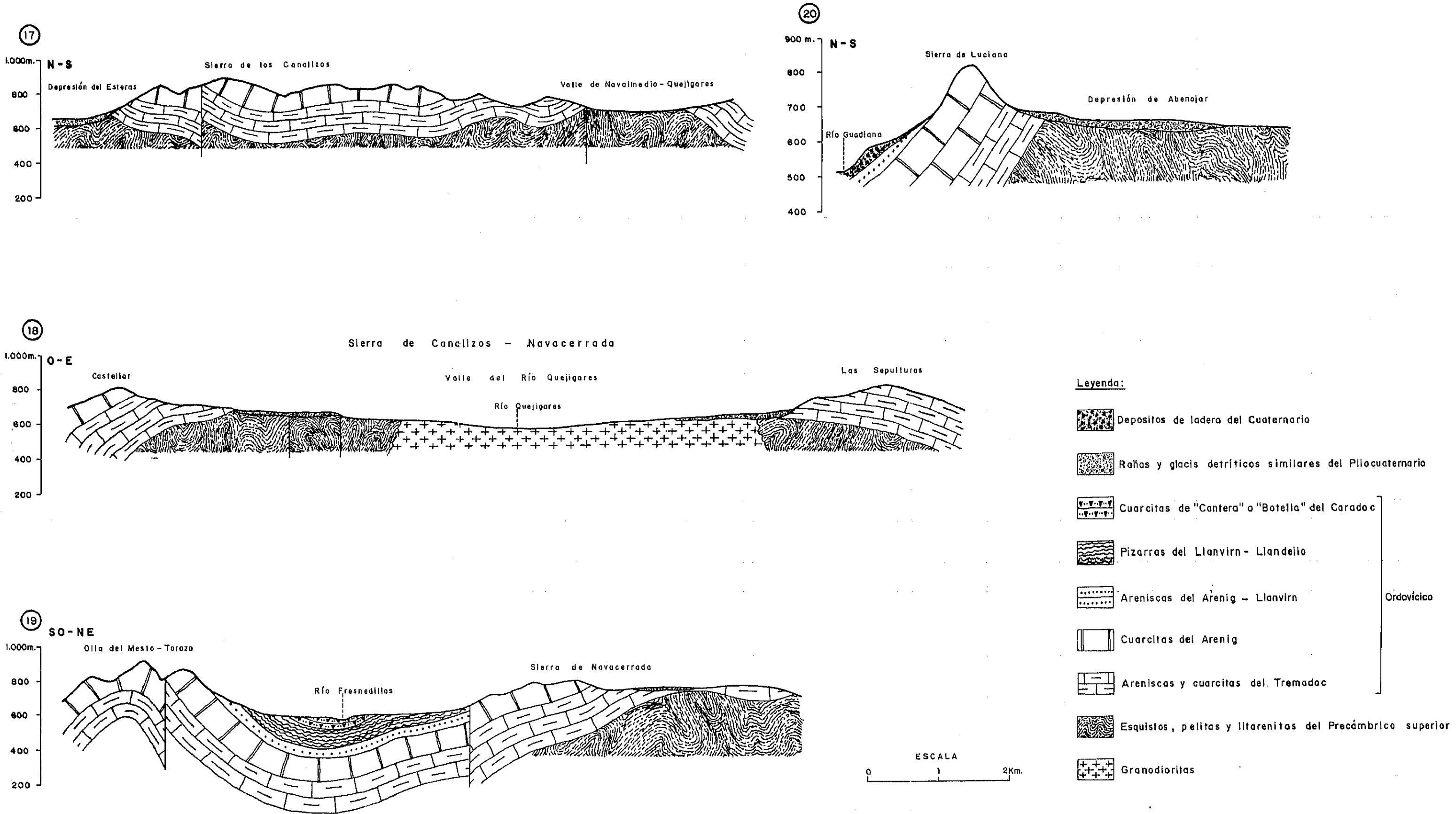
anteriores. La particularidad, en este caso, es que estos cerros se prolongan hacia el Norte en un complejo de sierras cuyas alturas oscilan entre 750-780 m., Las Rosas y Las Cañas, y que en este caso no registran la cercanía de las sierras arenigienses ya que por ambos lados, Este y Oeste, se encuentran rodeados por los materiales precámbricos. Así pues, la estructura general habría que definirla como de sinclinal colgado, morfoestructura que no se deja ver en realidad, dadas las complicaciones locales que el plegamiento y la fracturación imponen frecuentemente a los materiales del zócalo.

Tanto estas serrezuelas de Navacerrada-Las Cañas como las que describiremos después, del Tamaral-Viñuela, dan vistas ya a la depresión anticlinal de Abenójar. En este sector, dada la suavidad de las formas sobre el Tremadoc y su altura (770 m. aproximadamente) y la relativa elevación (640 m.) a la que se sitúan ciertas lomas y llanos de esta depresión de Abenójar, los desniveles son muy escasos (menos de 150 m.). Por ello es por lo que en esta zona la sensación de formas de aplanamiento se hace sentir con más claridad.

Hacia el Sureste, como ya se ha dicho y a modo de apéndice, se desarrolla la Sierra del Tamaral-Viñuela, cuyas características son similares a todas las sierras que ya se han descrito en este macizo y especialmente a toda la crestería monoclinal que buza al Sur. En este caso, se inclinan hacia el sinclinal de Fresnedillas y las alturas, en Tamaral 860 m. y en Viñuela 900-910 m. no siguen en estos pocos kilómetros un ritmo claro, aunque más hacia el Este y en general las cumbres son algo más elevadas, ya en las Sierras de Viñuela-Almodóvar.

Este apéndice del Tamaral-Viñuela presenta una peculiaridad destacada: la aparición de los primeros asomos volcánicos por el Este, preludio del Campo de Calatrava, que puede considerarse iniciado en el extremo de estas sierras. Dichos asomos se encuentran a una longitud geográfica muy similar a la que aparecían más al Norte, en el Macizo Solanazo-Valronquillo, las formas volcánicas que ya citamos. Son elementos morfológicos y materiales anecdóticos en este conjunto de sierras, donde el zócalo antiguo y sus formas predominan, pero son el primer avance de lo que más hacia el Este pasará a primer plano. Al igual que ocurría en el Macizo Solanazo-Valronquillo, la litología más abundante es la nefelinita olivínica, hecho

Figura 13 Morfoestructuras de la parte centro-meridional de Los Montes



bastante frecuente en los afloramientos volcánicos del Campo de Calatrava. Todas estas sierras, desde Las Cañas o incluso Canalizos hasta Viñuela, constituyen el flanco Sur del anticlinal de Abenójar; el Norte está constituido por las Sierras de Cabezarados-Luciana.

Como ya se ha mencionado, en el interior de este macizo aparece un núcleo anticlinal desventrado en donde afloran no sólo las series pelíticas precámbricas, como ocurre en otros anticlinales que hemos visto, sino también las granodioritas de Fontanosas y del Quejigares.

En realidad, pueden distinguirse hasta tres depresiones de dimensiones modestas: la del Quejigares, alargada de Oeste a Este y de unos 4 Kms., la de Navalmedio de Morales, de Norte a Sur, y la del Bajo Quejigares., de Norte a Sur también (las dos últimas unos 10 Kms.). En las dos primeras abundan sobre todo los materiales pizarrosos, aunque también se presentan local y esporádicamente los granitos, donde se han excavado abarrancamientos fluviales que son los que han exhumado también el roquedo precámbrico. En la depresión afloran los granitos, sobre los que se modelan formas a modo de alveolos, dentro de los cuales destacan a veces grupos de bloques a modo de bolas. En cualquier caso este pequeño afloramiento (3x4 Kms.) no es representativo de la variada morfología granítica.

La altura de estas depresiones desciende escalonadamente: la primera se encuentra a unos 700 m., la segunda a 600-640 m. y la última a 580-600 m. Entre ellas se interponen pequeños cerros cuarcíticos areniscosos del Tremadoc que destacan 80 ó 100 m. sobre ellas y sirven para su delimitación. El río Quejigares que atraviesa estos cerretes a través de pequeños boquetes pone en comunicación a todas ellas.

Como elemento próximo a este macizo, pero que no forma parte de esta morfoestructura, se puede citar la cuenca sinclinal del Fresnedillas, inmediatamente al Sur del macizo, donde afloran materiales paleozoicos más modernos llegando hasta el Llandeilo generalmente, con glaciares de raña que recubren determinados sectores de la cuenca. Al Sur de ella se sitúa una estructura anticlinal, la de la Sierra de Torozo, que a modo de "mont" se conforma sobre la propia cuarcita armoricana. Más al Sur se encuentra ya la gran cuenca sinclinal de Almadén, que se prolonga al Este hasta

Puertollano. En ella se encuentran representados, en esta parte, materiales del Silúrico, que en Almadén se prolongan hasta el Devónico y en Puertollano hasta el Carbonífero. Esta gran cuenca supone el límite meridional de la comarca estudiada.

Hidrográficamente todo el macizo constituye una importante divisoria de aguas. Mientras las sierras noroccidentales alimentan el río Esteras, las nororientales hacen lo propio con el Hojalora-Tirteafuera. En el Sur, el río Quejigares y la Ribera del Gargantiel drenan las sierras meridionales y centrales del macizo y acaban desembocando en el Valdeazogues.

#### **3.1.1.14. Sierras de Cabezarados-Luciana**

A lo largo de unos 35 Kms. de Oeste a Este se extienden unas sierras que, con un dibujo en forma de arco, constituyen la expresión morfológica del flanco septentrional del anticlinal o domo de Abenójar. Al Norte delimitan también una sola morfoestructura, la cuenca sinclinal del Guadiana. Esta larga alineación complica su dirección y sus estructuras en determinados sectores, de modo que lo que es en principio un conjunto de crestas relativamente lineal labrado en el Tremadoc y Arenig cuarcíticos, se hace más complejo si se analiza con más detalle.

Este arco serrano puede descomponerse en cuatro tramos atendiendo a la dirección y a los matices estructurales de cada uno de ellos. El más occidental, la Sierra del Puerto y Lengua (884 m.) y la Solana de la Dehesilla (809 m.), es un pequeño grupo de sierras de dirección NNE-SSW que se adapta a las propias direcciones de los pliegues en la cuarcita armoricana y también, aunque en menor medida, en la del Tremadoc. Este pequeño subconjunto que apenas alcanza los 7-8 Kms. de Norte a Sur y los 3-4 Kms. de Este a Oeste, se estructura sobre varios pliegues anticlinales y sinclinales en el estrato armoricano, registrándose configuraciones de sinclinal colgado, como en la Sierra del Puerto, anticlinales completos en forma de "mont", como al Sur de Lengua, o conjuntos de pequeñas ondulaciones que originan una ancha superficie de cumbres, como en la Solana de la Dehesilla.



Dada la escasa longitud de estas sierras, no pueden inferirse conclusiones de ninguna tendencia altitudinal de sus cumbres. Sí hay que destacar desde luego el carácter anómalo de su disposición, como ocurría en otro tramo de esta unidad, en el conjunto que se trata ahora que, en general, es de una linealidad acusada.

El siguiente tramo, que puede considerarse central, es una auténtica alineación que se desarrolla a lo largo de unos 15 Kms., entre Puerto Veredas y la cumbre Villarreal (823 m.). Con ausencia de una tendencia altimétrica clara en sus cimas, esta sierra de dirección Oeste-Este alcanza los 833 m. en la zona de Michos, aunque predominan las alturas de entre 780-800 m., y no posee grandes altibajos, excepto los típicos sectores cercanos a fracturas, puertos o valles de ciertos ríos, como en los casos de las crestas inmediatas a Puerto Veredas o al valle angosto del Tirteafuera, unos cientos de metros antes de su desembocadura en el Guadiana. Este tramo central está constituido en los principales roquedos paleozoicos de la comarca y siguiendo una disposición típica. Las laderas vistas desde la depresión de Abenójar y ciertas serrezuelas, se estructuran en parte en los bancos areniscosos y cuarcíticos del Tremadoc y en parte en las cuarcitas del Arenig. Las crestas más escarpadas y destacadas lo hacen en este piso geológico ya reseñado. Las laderas que dan a la cuenca sinclinal del Guadiana se conforman en los tramos areniscosos "del Pochico" (Arenig-Llanvirn) y, en ciertas bajas laderas aparecen las pizarras, acarcavadas frecuentemente, del Llanvirn-Llandeilo. Como en otros sectores, la concordancia de la morfología con la litología de los distintos pisos del Ordovícico, que se suceden en un desnivel de unos 300 m., demuestra una vez más la clara adaptación en muchas partes del relieve a las estructuras, confirmando el hecho del carácter sustantivo de la organización hercínica en la explicación de los rasgos generales de la Geomorfología de la comarca.

El tercer tramo, de dirección general Noroeste-Sureste, es el más complejo de los que integran esta unidad. Está desenganchado del segmento anterior por una de las múltiples fracturas de este tipo que desgarran las alineaciones cuarcíticas, hecho que se repite al Sur de este tercer tramo, separándolo de la última parte de esta unidad.

Estas sierras, desde Cerro del Aguila (861 m.) hasta Sierra de Guindalejo (829-838 m.), muestran unas altitudes similares, en torno a 800-830 m., no siendo visible ninguna tendencia topográfica en sus cotas culminantes. La peculiaridad de este subconjunto es la interferencia de pliegues de varias direcciones que altera la dirección general Noroeste-Suroeste ya comentada, generando sierras perpendiculares a esta dirección, es decir Noreste-Suroeste. Este hecho, causado por las distintas fases que se integran en la Tectónica Hercínica y que afectan a multitud de sectores de nuestra comarca y de las aledañas, da lugar aquí a una serie de deformaciones en el roquedo arenigiense fundamentalmente, que se traduce en la configuración de unas sierras con unas dilatadas superficies de cumbres. Este óvalo de unos 10 Kms. de Noroeste a Sureste y de 5-6 Kms. en dirección perpendicular, no baja en su interior prácticamente de 700 m., y las cumbres entre 770-830 m. contribuyen a dar una cierta fisonomía plana, de la que muchos autores hablan en todas estas comarcas.

El último tramo lo compone la Sierra de Cabezarados, entre la laguna de la Perdiguera y la de la Carrizosa. Es una típica y pequeña alineación que recorre unos 5 Kms. de Norte a Sur que es su dirección, presentándose como una cresta de 800-830 m. de altura y cuyo buzamiento se inclina al Este donde la cuenca sinclinal del Guadiana (tramo de Corral de Calatrava) se ensancha notablemente. Como en casos anteriores, los bancos cuarcíticos del Arenig culminantes son escoltados en las laderas por los materiales más areniscosos del Tremadoc, a un lado, y los del Arenig-Llanvirn, al otro.

Así pues, todo este flanco cuarcítico, que en su conjunto presenta bastante simplicidad en comparación con alguno de los macizos descritos, posee ciertas complejidades de detalle. Su altura no muestra tendencia general de aumento o descenso, sino que se mantiene bastante uniforme entre 800 y 830 m. con algunos altibajos, alcanzando en un par de cotas los 860 y 880 m. y descendiendo en algunos sectores a 770 m. aproximadamente. En la mayor parte de este conjunto de sierras, hay que señalar que las laderas que vierten al Norte, hacia la cuenca sinclinal del Guadiana descienden a menor altura, hasta los 540-500 m., mientras que las drenadas al Sur, a la depresión anticlinal de Abenójar se quedan en los 620-640 m. Esta disimetría es debida fundamentalmente a la presencia del curso del Guadiana en el

Norte y muy próximo a la ladera, por lo que los glaciares de raña erosionados no son en la mayor parte del contacto de la sierra con la depresión, el nivel topográfico de ésta.

En la depresión de Abenójar, la erosión fluvial no ha sido tan importante y no hay ningún curso fluvial paralelo y próximo a la sierra como ocurre en el Norte.

### 3.1.1.15. Depresión anticlinal de Abenójar

Enmarcada al Suroeste por el macizo de Canalizos-Navacerrada y al Noreste por las Sierras de Cabezarados-Luciana, se extiende una de las mayores depresiones de la comarca. Se trata de un domo anticlinal ampliamente desventrado, que muestra profusamente las series más antiguas de la estratigrafía de la zona. El límite Sur puede establecerse en las estructuras sinclinales de los Cerros de Castellar y en el Cerro Villalonso. Aquí, estos relieves labrados en el Tremadoc y Arenig casi cierran y aíslan las dos depresiones: la de Abenójar, al Noroeste, y la de Tirteafuera, al Sureste. Desde luego hacia el Este, tanto la depresión como las sierras que la enmarcan, adoptan otra dirección, la Oeste-Este muy frecuente ya en el Campo de Calatrava.

Las dimensiones de la depresión son de aproximadamente 18-22 Kms. de Oeste a Este por unos 20 Kms. de Norte a Sur. Su dibujo redondeado queda pues patente, aunque estas medidas no son iguales para todos los sectores.

En cuanto a la altitud, hay que destacar que la curva de nivel de 700 m. constituye el inicio de la depresión en todo su perímetro, no habiendo diferencias apreciables entre unas partes y otras. Así pues, la altura desciende desde los bordes montañosos hacia el centro de la depresión, donde se sitúa Abenójar a 612 m. y por donde discurre algo más encajado el río Tirteafuera (en las cercanías de esta población a 580 m. y en la salida de este ámbito deprimido a algo menos de 520 m., para desembocar en el Guadiana).

La topografía es tan suave y monótona como el ritmo altimétrico indicado. Nada interrumpe los amplios llanos, excepto los riachuelos que se encajan en ellos, destacando especialmente el Tirteafuera y su afluente el Hojalora. Fuera de ellos sólo

aparecen suaves barrancos, que confieren a la topografía allí donde aparecen, unas leves ondulaciones que matizan muy ligeramente el llano paisaje general de esta depresión.

Dos son los elementos morfológicos que configuran el paisaje descrito: los glacis de raña que, arrancando de los piedemontes a 700 m., se extienden hacia el centro de la depresión y las mesas o cabezas, como la toponimia local las denomina, que se han labrado en el abundante roquedo precámbrico.

La variedad litológica, a veces cronoestratigráfica a veces de facies, que los geólogos han mencionado en esta depresión, es un hecho poco significativo en la configuración del relieve. Apenas aparecen contrastes morfológicos entre unas partes y otras, aunque se han descrito materiales pizarrosos, grauváquicos, conglomeráticos e incluso calizos y algunos pequeñísimos afloramientos graníticos a escala hectométrica. Es aquí donde las series precámbricas ofrecen mayor variedad y extensión de afloramiento dentro de la comarca analizada. Sin embargo, el resultado geomorfológico no es sino un conjunto de formas planas que destacan a modo de cabezas o de mesas, debido a la incisión fluvial que las deja colgadas a 30-50 m. Es éste el mejor lugar para señalar el nivel topográfico del piedemonte, ya que no aparecen depósitos modernos que lo recubren.

Es asimismo reseñable la aparición de manifestaciones volcánicas como ocurría inmediata y justamente al Norte, en el macizo de Solanazo-Valronquillo. Unas son seguras y otras probables. Los asomos de Peñas Pardas y del volcán de Cabezardos, en el sector oriental de la depresión, conforman cerros que destacan unos 20 ó 30 m. a lo sumo y que son originados por el amontonamiento masivo de material volcánico.

El otro hecho, ligado probablemente al volcanismo reciente, es la aparición de ciertas lagunas, casi todas desecadas, de unos 500-600 m. de diámetro. El caso más espectacular es el de la Laguna de Michos, en el borde Norte de la depresión, en contacto ya con la sierra del mismo nombre. Es la más profunda de las que aparecen en esta zona y, aunque la ausencia de material volcánico es manifiesta, la fisonomía recuerda a otras de inequívoco origen volcánico, como la de Fuentillejo. Algunos autores (E. Ancochea, 1983) la dan como posible cráter de explosión.

También relacionada con el fenómeno volcánico, ha sido considerada (E. Ancochea, 1983) la laguna de la Perdiguera, al Noreste de Cabezardos, en el contacto con las serrezuelas de este mismo nombre. No se han citado asociadas a este fenómeno las lagunas de la Carrizosa y de los Garbanzos, aunque la primera se encuentra en realidad en la cuenca sinclinal de Corral de Calatrava, pero sólo a unos pocos kilómetros de la segunda y del ámbito ahora estudiado. Incluso aparecen otras pequeñas lagunillas, 100-200 m. de diámetro, como la de los Navazos o de la Dehesa, en las cercanías de Abenójar-Cabezardos. En general, puede decirse de este fenómeno que, al igual que ocurre con el volcanismo, es una característica bastante propia del Campo de Calatrava que comienza a manifestarse en estos sectores marginales de los Montes.

Desde nuestro punto de vista, algunas de las lagunas (no sería el caso de Michos) pueden tener su origen en el taponamiento del drenaje mediante glaciares o coluviones, sin que tenga que intervenir el fenómeno volcánico.

Así pues, esta depresión posee ciertos asomos y formas volcánicas que pueden considerarse esporádicas, mientras que las formas labradas sobre las rocas precámbricas abundan en todo el centro de la depresión y los glaciares se extienden entre éstas y los piedemontes, contribuyendo esto, junto a la no excesiva incisión fluvial, a dar como resultado un paisaje de formas predominantes llanas.

### **3.1.1.16. Conclusiones del sector de los Montes**

El rumbo general de los conjuntos morfoestructurales en los Montes es Noroeste-Sureste, excepto en las depresiones anticlinales de Agudo y del Esteras y en las alineaciones serranas que las enmarcan por el Sur.

El relieve estructural se ha labrado sobre los materiales precámbricos y paleozoicos según la organización originada por la Tectónica Hercínica y en función de la existencia de roquedos de dureza muy diferente.

Los depósitos terciarios pre-raña siempre detríticos, cuando aparecen esporádicamente, no dan formas de relieve reseñables, ya que afloran en taludes y barrancos fluviales. La presencia de asomos de material volcánico o de formas

asociadas al volcanismo es anecdótica, cuando aparece. Ni directa, ni indirectamente parece tener una transcendencia morfológica destacable.

Los glacia de raña poseen en este sector una importancia paisajística muy notable, conformando sectores muy numerosos y extensos en todas las depresiones. La mayor o menor implantación, de la red fluvial, bien desarrollada y jerarquizada en general, y su capacidad de disección sobre las rañas completan la configuración de los paisajes de las depresiones y cuencas de este sector.

Las alturas de las cumbres de ciertas sierras, como las de Navalpino y Arroba, descienden progresivamente hacia el Oeste; otras, como las de Herrera del Duque, mantienen un ritmo similar aunque ya poseen altitudes escasas en sus tramos orientales. Sin embargo, hay otros conjuntos serranos que ascienden hacia el Oeste, como los de Siruela y Cantos Negros-Ancares. En otros muchos conjuntos no se observa ningún ritmo altitudinal claro, como Solanazo-Valronquillo, Canalizos-Navacerrada, etc. Así pues, no puede hablarse de ninguna tendencia altimétrica clara en las cumbres de este sector. Se mantienen entre 750-969 m., aunque lo más frecuente es que se sitúen entre 800-900 m., y salvan desniveles entre 200-300 m. a veces, llegando incluso a 400 m. Aunque producen una sensación de fisonomía arrasada, las cimas poseen altibajos muy destacados y no sólo entre las cotas ya señaladas, sino también en determinados sectores cercanos a boquetes transversales generalmente, donde las cumbres descienden significativamente (incluso por debajo de 700 m.).

Las depresiones por el contrario sí parecen seguir una inclinación topográfica general al Oeste, como se aprecia en las de Agudo, Esteras (hasta que el río cambia de dirección), Guadiana, etc. Pero este sentido descendente de la topografía está claramente determinado por el sentido de la red de drenaje y es achacable estrictamente a este hecho. Cuando la red fluvial no tiene este sentido a Poniente, como en la depresión de Abenójar, la topografía deja de mantener esta norma.

Allí donde las depresiones poseen unas dimensiones muy amplias, y las rañas no han llegado a recubrir su fondo o se han erosionado, aparecen sectores deprimidos labrados en el zócalo y que muestran formas de mesas con superficies bastantes llanas. La depresión de Abenójar es el mejor ejemplo de este hecho y donde destacan mejor gracias a la incisión fluvial del Tirteafuera.

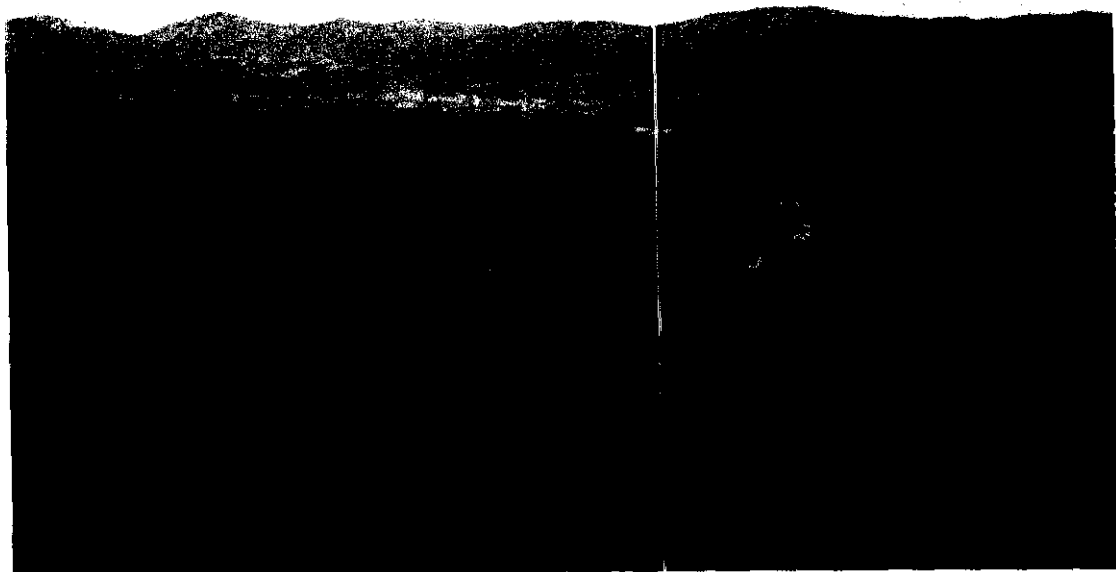


FOTO 9: Valle del río Bullaque (Tabla de la Yedra) en el contacto Macizo de Valronguillo-Cubeta de Piedrabuena. Al fondo Sierras de Piedrabuena-Alcolea de Calatrava.

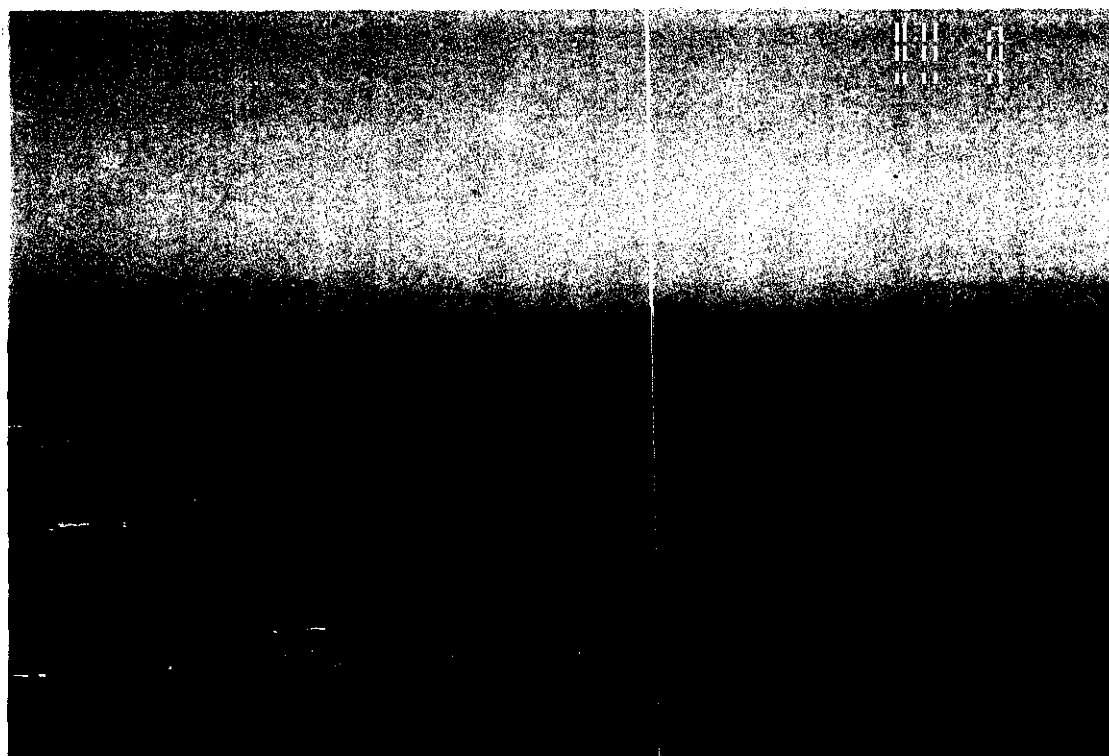


FOTO 10: Parte central de la Cubeta de Piedrabuena. Cabezo (cono) y colada del volcán de Piedrabuena.

### **3.1.2. EL CAMPO DE CALATRAVA**

Al Este de la longitud geográfica de Porzuna, Piedrabuena, Pozuelos de Calatrava y Almodóvar del Campo, los materiales y formas volcánicas se hacen muy numerosas, aunque variables en cuanto a densidad de unas zonas a otras, llegando en algunas a predominar de modo muy marcado. Por otra parte, la aparición de formas de relieve sobre los sedimentos detríticos o calizos del Neógeno, que se presentan en algunos sectores suavemente plegados, es una nota muy significativa de las cuencas y depresiones calatravas que, a diferencia de las áreas manchegas, tiene aquí caracteres locales y alternan con lo volcánico.

Sin embargo, estas significativas notas geomorfológicas se encuadran en un marco que no es otro que las grandes morfoestructuras generadas en el Hercínico y sobre materiales fundamentalmente paleozoicos. De modo, que es esta conjunción de tres elementos morfológicos fundamentales la que define, desde nuestro punto de vista, al Campo de Calatrava y no la existencia de una o dos de estas características. Esta imbricación de elementos va a traer como consecuencia a su vez que aparezcan nuevas peculiaridades morfológicas.

Evidentemente estos caracteres no se desarrollan por igual en todo el espacio calatravo. En realidad, las morfoestructuras occidentales (o la parte occidental de algunas de ellas) poseen unos rasgos muy similares a los de los Montes, como se verá más adelante. Sin embargo, se han incluido en el Campo de Calatrava porque, en realidad, estas estructuras se prolongan hacia Oriente mientras que a Occidente, hacia los Montes, pueden establecerse criterios de diferenciación. Puede considerarse por tanto, que hay un sector de transición en el que no aparecen todavía los rasgos típicos del Campo de Calatrava, pero estas partes en realidad están integrando morfoestructuras de este sector oriental. Además, a partir de la longitud geográfica ya mencionada, las unidades morfoestructurales no vuelven a adoptar la clásica dirección Noroeste-Sureste, sino que se incurvan levemente, tomando un claro sentido Oeste-Este muy típico de las estructuras hercínicas del Campo de Calatrava, al igual que de los sectores orientales de los Montes de Toledo y Sierra Morena.



### 3.1.2.1. Sierras de Porzuna-Fernancaballero

Este conjunto serrano, que se extiende al Sur de las poblaciones de Porzuna y Fernancaballero y al Norte de Piedrabuena y Picón, queda delimitado al Oeste del macizo de Solanazo-Valronquillo por la pequeña cubeta del Rosalejo, aunque por las Sierras del Castillo y Bú los relieves montanos no sufren realmente interrupción. Las elevaciones citadas pueden considerarse el comienzo de esta unidad, que tiene una dirección general Oeste-Este y que acaba con cierta brusquedad en los llanos de Fernancaballero, integrables ya en La Mancha.

Al Norte de estas sierras, la cuenca sinclinal de Porzuna-Malagón, prolongación de la ya citada anteriormente Alcoba-Porzuna, delimita de un modo claro y uniforme esta unidad montana. No ocurre lo mismo en el Sur donde el límite lo constituyen varias unidades diferentes, que de Oeste a Este son: la cubeta de Piedrabuena, las Sierras de Piedrabuena-Alcolea de Calatrava, y la depresión anticlinal de Picón-Alcolea de Calatrava.

Todo este conjunto de las Sierras de Porzuna-Fernancaballero corresponden desde el punto de vista estructural al flanco Norte del domo de Ciudad Real, compuesto sobre todo de cuarcitas y areniscas del Tremadoc y de las cuarcitas armoricanas del Arenig, aunque en determinados lugares aparecen las areniscas del Arenig-Llanvirn. Este flanco, que en conjunto podría definirse como una crestería monoclinal con inclinación hacia el Norte, no sólo se encuentra complicado por las típicas duplicaciones de hiladas rocosas, por la presencia de dos duros tramos geológicos (Tremadoc y Arenig) sino también porque aparecen diversas ondulaciones en esta parte del domo de Ciudad Real organizándose estructuras sinclinales y anticlinales que convierten a estas sierras, además de las notas ya citadas, en el conjunto más montañoso de los que se labran sobre el domo de Ciudad Real.

No hay en este conjunto de sierras una tendencia altitudinal en sus culminaciones, que tiene como cota máxima 899 m. en la Sierra del Sotillo y que sobrepasan en general los 820-830 m., abundando las cotas de 870-890 m. Esta unidad, pues, no presenta menores alturas, ni menor complejidad que muchas de las que se han visto en el sector de los Montes. Sin embargo, se encuentra rodeada de

cuenclas o depresiones en las que abunda la sedimentación neógena, con materiales, tanto detríticos como carbonatados, que en ciertos lugares tienen expresiones morfológicas reseñables. En estas cuencas o depresiones, además, aparecen algunos de los asomos o conjuntos volcánicos más importantes del Campo de Calatrava, como el de Piedrabuena, al Suroeste, Porzuna, al Norte, y Picón-Alcolea de Calatrava-Las Casas, al Sur. A estos hechos, hay que añadir que estas sierras cobijan en su interior un conjunto de asomos volcánicos localizados en su mitad occidental. La petrología de estos aparatos es nefelinita olivínica y, generalmente, se trata de acumulaciones de lava en torno a la boca de emisión, que, como es habitual en los derrames en zonas serranas, no ocupan gran extensión. En el caso del aparato cercano a la Sierra del Grajo y del Arroyo Ercebro la superficie es relativamente mayor (2 Kms. x 1 Km.) y se trata además de productos piroclásticos. Los otros tres afloramientos volcánicos se encuentran en las cercanías del Puerto Robado, cerro que culmina a 897 m., en el Barranco de Medialengua, al Sur de Pedrizonda, y en las inmediaciones de Peñas Negras, al Suroeste del Puerto de los Majales.

Estas sierras pueden descomponerse en dos subunidades: la parte occidental la integran las Sierras de Pedrizonda-El Sotillo y la oriental las Sierras de Gatos-Casalobos. El primer subconjunto posee una dirección ligeramente WSW-ENE y su característica general es el abundante afloramiento de materiales tremadocienses, que conforman cerros y serrezuelas de amplias y suaves culminaciones entre 750-800 m., muy expresivas en las cercanías de la Sierra del Grajo, al Norte de Piedrabuena-Picón. En otros lugares, este mismo tramo geológico ofrece crestas algo más destacadas y empinadas, aunque no llega a alcanzar generalmente las cotas de las sierras de cuarcita armoricana. Éstas, desde Pedrizonda (848 m.) al Oeste, experimentan un aumento altitudinal hasta Peralosilla (894 m.) y El Sotillo (899 m.), destacando, sobre todo de la cuenca sinclinal de Porzuna, inmediatamente al Norte, a veces más de 250 m. El carácter de alineación o cresta es palpable en estas sierras, a diferencia de los aislados cerros cuarcíticos (del Arenig) del Sur, en contacto con la cubeta y con el complejo volcánico de Piedrabuena, que sólo alcanzan 770-780 m.

Por lo común, las estructuras de este subconjunto se encuentran con buzamientos hacia el Norte y, aunque poseen ligeras complicaciones, no ofrecen la diversidad estructural con repercusiones morfológicas que observa el segundo subconjunto.

Las Sierras de Gatos-Casalobos presentan una dirección Oeste-Este y la extensión de afloramiento del Tremadoc es menor. Son las cuarcitas del Arenig y las areniscas de "Pochico" (Arenig-Llanvirn) los materiales más abundantes. Estas sierras se han adaptado a un anticlinal ligeramente desventrado, al Norte de la Sierra de Casalobos, donde aflora el Tremadoc en diversos cerretes y a un sinclinal al Sur de Casalobos, el de Valdeinfierno, donde aparecen las areniscas supra-arenigienses ya citadas. Esta estructura, tanto al Oeste en Gatos (897 m.), como al Este en Malinfernillo (828 m.) y Piedras Blancas (858 m.), se cierra conformando un recuenco sinclinal elevado que, como es habitual en las estructuras del Paleozoico, queda enmascarado y complicado por estructuras locales en varios lugares. La densa red de fracturación, tanto en este subconjunto como en el anterior, introduce desenganches frecuentes y roturas de las ondulaciones y pliegues mencionados.

Como se ha dicho anteriormente, la delimitación en el extremo oriental es notablemente brusca, aunque los últimos relieves sobre materiales ordovícicos parecen hundirse hacia el Este, alcanzando sólo los 650-680 m. aproximadamente. A Oriente de Fernancaballero y del río Bañuelo, que sigue un trazado Norte-Sur, el Paleozoico no vuelve a aflorar prácticamente, ni hacen aparición los aparatos volcánicos. Geológicamente es el dominio de los sedimentos pliocenos y de los procesos de encostramiento con preponderancia caliza; topográfica y morfológicamente comienza la Llanura Manchega.

### **3.1.2.2. La Cubeta de Piedrabuena**

Situada al Suroeste de las Sierras de Porzuna-Fernancaballero y al Sureste del macizo de Solanazo-Valronquillo, constituye una buena frontera entre ambos conjuntos y entre los Montes y el Campo de Calatrava. En realidad, esta cubeta puede considerarse una unidad de transición que comparte o combina características

de ambos sectores.

Esta morfoestructura posee unas dimensiones de unos 12 Kms. de Suroeste a Noreste y de unos 5 Kms. de Noroeste a Sureste, trazando un dibujo romboidal. Su altura desciende desde el Noreste (700 m.) hasta el Suroeste (540 m.), por la salida del río Bullaque de esta unidad, unos kilómetros antes de desembocar en el Guadiana. El marco montañoso que rodea la cubeta experimenta diferencias altitudinales de cierta importancia pero, en general puede decirse que, siguiendo una tendencia inversa a la del fondo de la cubeta. Hay que tener en cuenta desde luego que estas sierras pertenecen a morfoestructuras distintas. La citada diferencia de desnivel entre la zona Noreste y la Suroeste se añade a la distinción geológica entre ambas partes. En la mitad Noreste, los materiales emitidos por el aparato volcánico de Piedrabuena cubren prácticamente la cubeta. Al menos, dos focos de emisión se han reconocido hasta ahora; el más septentrional y elevado conforma un típico cerrete a cuyas faldas se extiende una de las coladas más notables del Campo de Calatrava. La nefelinita olivínica deja paso a la melilitita olivínica en el segundo aparato, muy próximo a la población de Piedrabuena y que configura una loma cuyo punto de emisión apenas destaca a diferencia del caso anterior. Ambos conjuntos, que configuran una amplia extensión llana, se encuentran incididos por la red de afluentes del Bullaque, siendo muy expresivo el corte en las cercanías de Piedrabuena, donde los materiales volcánicos quedan colgados unos 40 m. Precisamente en los contactos con los asomos volcánicos se aprecia la existencia de los sedimentos pliocenos, siendo especialmente significativos los calizos y margosos, que en varias trincheras de la carretera de Ciudad Real-Piedrabuena se descubren. Este es el afloramiento más occidental de los depósitos calcáreos del neógeno, siendo poco significativa la morfología que conforman, ya que se encuentran enmascarados en parte por materiales más modernos. En toda esta parte Noreste los desniveles resultan de unas sierras que alcanzan escasamente los 770-800 m. y de la cubeta situada entre 700 y 620 m.

Las sierras que enmarcan por el Sur la cubeta superan los 800 y los 850 m., excepto en Peñaflor al Oeste, llegando en ocasiones a 900 m., mientras la cubeta oscila en su fondo entre 560-540 m. Por lo tanto, los desniveles son

significativamente más importantes. Esta parte Sur de la cubeta muestra un modelado en relación con las rañas y glacis similares y con los niveles de terrazas del río Bullaque.

De este modo, en ninguna de las dos partes del fondo de la cubeta se deja ver el zócalo paleozoico y los crestones cuarcíticos del Arenig son los que conforman las paredes que la enmarcan, con carácter de dorsos excepto en las Sierras del Castillo y Bú al Oeste y la Sierra de San Antón, donde la fracturación ha trastocado la estructuración general de los dorsos de la cuenca, que muestran una gran continuidad y uniformidad en la parte Sur y Este (Sierra de las Majadas, y Sierra de la Cruz).

Toda la cubeta es drenada hacia el Suroeste por el Bullaque y sus afluentes, de forma que el descenso topográfico en este mismo sentido hay que ponerlo en relación de la erosión fluvial. Pero a este hecho, en este caso, hay que sumarle que la gran colada extendida en la parte Noreste hace aumentar la altura del fondo de la cubeta varias decenas de metros, cosa que no ocurre en el Suroeste donde no hay afloramiento volcánico alguno.

### **3.1.2.3. Sierras de Piedrabuena-Alcolea de Calatrava**

Entre Luciana y Picón (al Norte) y Valverde (al Sur) se desarrollan estas sierras que dibujan una horquilla, cuyo arco se abre en las inmediaciones de Alcolea de Calatrava, pudiéndose diferenciar topográficamente varios subconjuntos, todos ellos estructuralmente articulados en el domo de Ciudad Real. Esta unidad se encuentra, pues, al Sur de la cubeta de Piedrabuena, estableciendo enlaces con las Sierras de Porzuna-Fernancaballero, con las que forma el anticlinal citado. Al Sur, se sitúa la cuenca sinclinal de Corral de Calatrava, prolongación de la del Guadiana (tramo de Luciana-Puebla de Don Rodrigo); al Este, el domo de Ciudad Real y el arco de estas sierras se halla abierto sin que aparezcan por tanto los materiales ordovícicos, en los que se labra toda esta unidad. En la longitud geográfica de Ciudad Real no hay casi vestigios del zócalo, al igual que ocurría con la terminación de la Sierras de Porzuna-Fernancaballero: tanto los asomos volcánicos, como los

paleozoicos comienzan a desaparecer y predominan ya los rasgos topográficos y litológicos de la Llanura Manchega.

El subconjunto más occidental, Luciana-Alcolea de Calatrava, es un grupo de sierras de dirección general Oeste-Este y de unos 10 Kms. de largo, labrado, en un anticlinal de unos 4 Kms. de ancho, en el Arenig, mostrando así una gran compacidad, aunque en algunos lugares se halla ligeramente desventrado, aflorando el Tremadoc y formándose pasillos longitudinales. Es la parte más elevada de toda la unidad, alcanzando los 883 m. en la Sierra de las Majadas. Esta altura desciende hacia el Este, llegando en Mesa de Hoya Redonda sólo a 839 m., aunque la escasa longitud de esta sierra y los altibajos no permiten hablar de tendencia. El subconjunto, a pesar de su simplicidad y buena adaptación del relieve a la estructura anticlinal, se encuentra lógicamente desdibujado o trastocado por la densa red de fracturas, que afecta a los rígidos materiales ordovícicos. Sin embargo, a media escala constituye un buen ejemplo de lo que podría denominarse, adoptando la terminología "jurásica", un mont.

El subconjunto septentrional de la "horquilla", situado al Este de Piedrabuena, integra el Cerro del Aguila, Sierra de la Cruz y Zarzuela y recorre unos 8-9 Kms. siguiendo una dirección Nornoreste-Sursuroeste. Esta cresta monoclinal, que se inclina al Oeste -hacia la cubeta de Piedrabuena- y que está labrada fundamentalmente en el Arenig, aunque en ocasiones aflora el Tremadoc anterior, en el Este, o el Arenig-Llanvirn posterior, en el Oeste, mantiene unas alturas similares en torno a 800-838 m. Donde las capas del Tremadoc afloran con mayor profusión se labran unas crestas, aunque de menor altura (770 m.) que la de la cuarcita armoricana. Es en este subconjunto, de todos modos, donde el carácter de alineación cobra mayor significado dentro de esta unidad.

Al Sureste de la Sierra de la Cruz se localiza un área endorreica, ya desecada, que se ha relacionado con el fenómeno volcánico (J.M.Portero y otros, 1989: Mapa geológico de Piedrabuena), apareciendo a su alrededor depósitos hidromagmáticos.

El subconjunto meridional del "arco" se extiende desde las cercanías de Alcolea de Calatrava hasta pasado Valverde, trazando un dibujo en anfiteatro o hemicírculo de unos 12-14 Kms. Desde las cercanías de Alcolea de Calatrava, en la

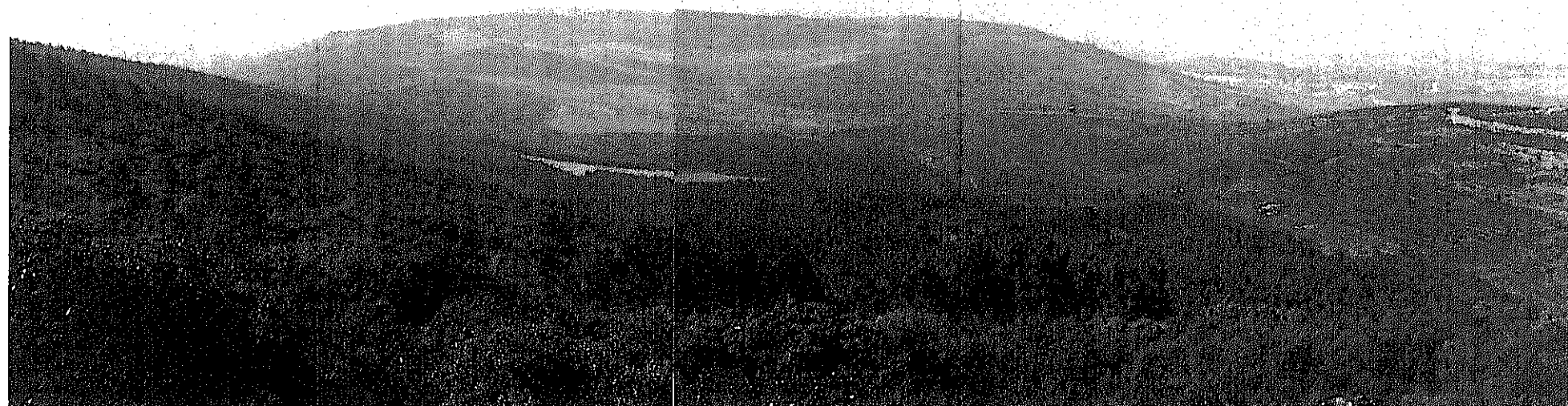


FOTO 11: Extremo occidental de las Sierras de Porzuna-Fernancaballero.  
Al fondo en la derecha, cuenca sinclinal de Alcoba-Porzuna.

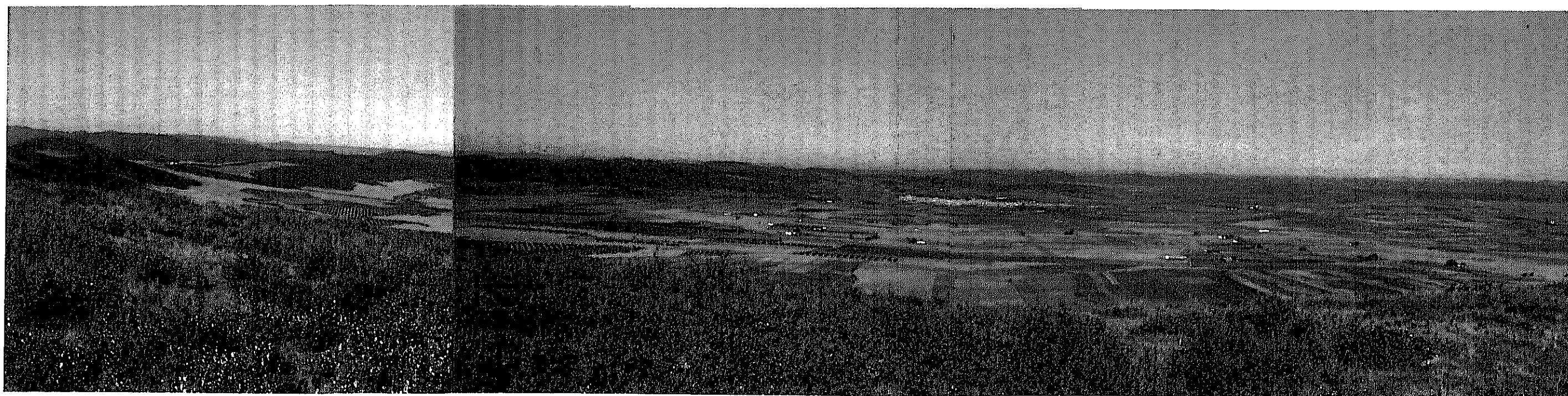


FOTO 12: Sierras cuarcíticas (Tremadoc y Arenig) y Depresión anticlinal de Alcolea con glacia, llanos terciarios y formaciones volcánicas.

Sierra de Peña Horadada que llega a los 809 m. apuradamente, la altitud culminante de esta subunidad no vuelve a alcanzar esta cifra. Tanto las crestas del Tremadoc como las del Arenig mantienen una altura similar en torno a 750-770 m., siendo éstas las sierras menos elevadas del Campo de Calatrava. La excepción de estas alturas de las cumbres se da en Peñarroya (812 m.), que en realidad es un cono volcánico construido sobre las cuarcitas tremadocienses, el cual además derrama una serie de coladas por los pasillos situados entre los dos tramos cuarcíticos citados. No es ésta la única manifestación volcánica de estas sierras, ya que en las inmediaciones aparecen dos áreas endorreicas: la Laguna de Alcolea al Oeste y la de Fuentillejo o Posadilla al Este. Se trata, en ambos casos, de cráteres de explosión y, aunque hay algunos más en estas sierras o en el piedemonte, éstas son las de mayor tamaño y significación, especialmente la última.

De estas formas se hablará más detenidamente en el capítulo siguiente, al analizar el volcanismo.

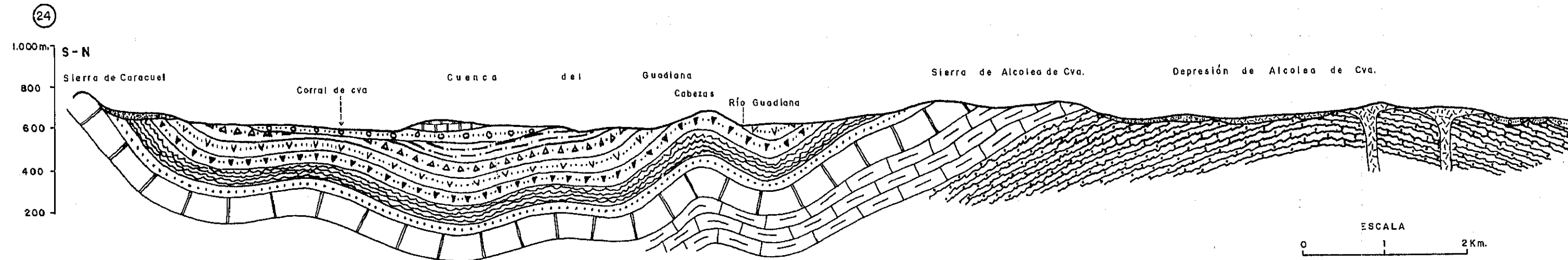
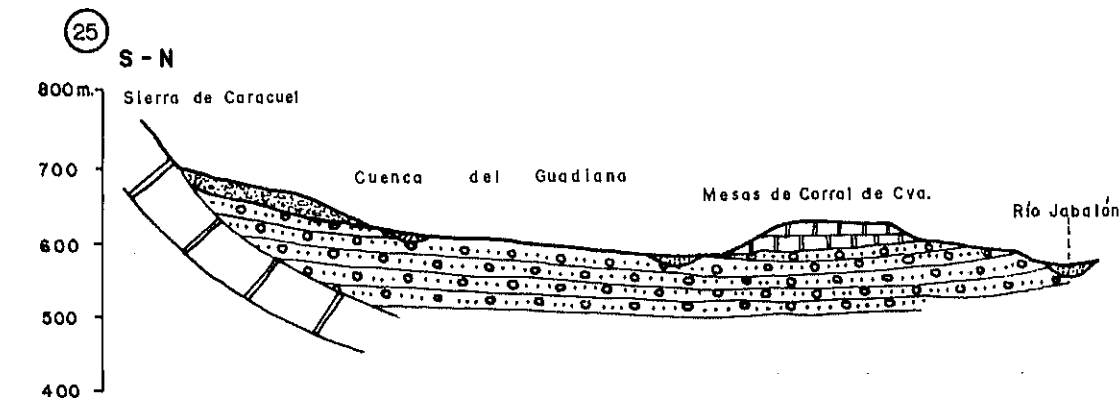
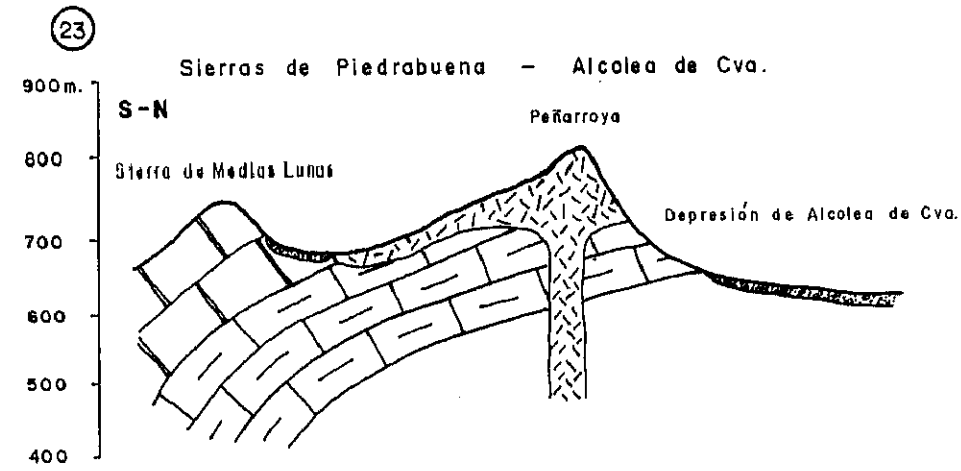
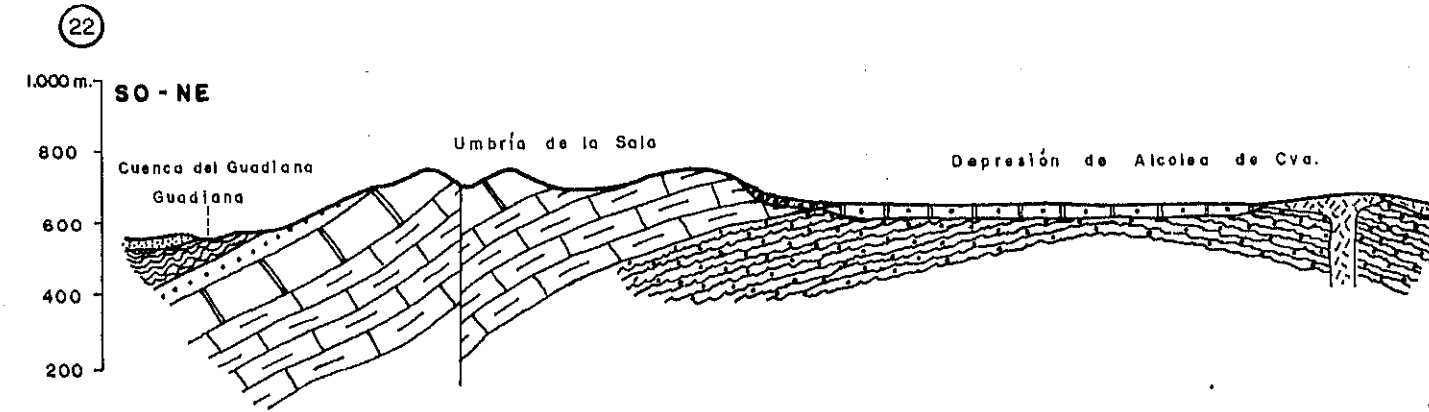
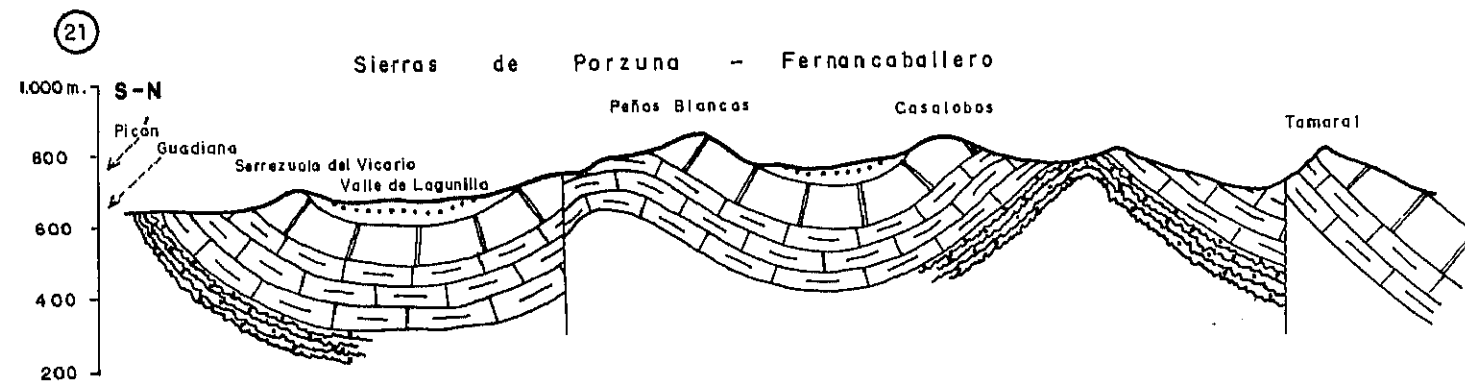
Así pues, de todo el conjunto de las Sierras de Piedrabuena-Alcolea, el primer tramo (Luciana-Alcolea) no presenta ningún afloramiento, ni manifestación volcánica; el segundo tramo, que se dirige hacia el Norte, posee unos pocos elementos volcánicos y el tercero alberga una serie importante de manifestaciones del volcanismo.

La altura de toda la unidad es mayor en el Oeste (850-880 m.), algo menor en la Sierra al Este de Piedrabuena (800-830 m.) y realmente escasa en el último tramo (770-800 m.). Así pues, este último tramo destaca muy poco de las depresiones circundantes: al Norte de la de Alcolea de Calatrava (640-660 m.) lo hace sólo unos 100 m.; y de la del Sur -cuenca sinclinal de Corral de Calatrava- algo más, dada la mayor profundización erosiva por la presencia del río Guadiana, inmediatamente en el piedemonte Sur de estas sierras.

Al igual que ocurría con la cubeta de Piedrabuena, este conjunto de sierras muestra caracteres de transición entre los Montes y el Campo de Calatrava. Mientras el subconjunto occidental se muestra emparentado con el sector de los Montes, los otros tramos ofrecen las peculiaridades de las manifestaciones volcánicas como en el sector del Campo de Calatrava.



Figura 14 Morfoestructuras de la parte Norte y central del Campo de Calatrava



Leyenda:

- Depositos fluviales de terraza y actuales (Pleistoceno y Holoceno)
- Depositos de ladera del Cuaternario
- Rañas y glacia detriticos similares del Pliocuatnario
- Calizas del Plioceno
- Calizas margosas del Plioceno
- Formaciones detriticas y arcillosas del Plioceno
- Materiales volcánicos del Pliocuatnario
- Pizarras del Silúrico
- Cuarcitas y Areniscas (bancos mixtos) del Caradoc
- Pizarras de "Cantera" del Caradoc
- Cuarcitas de "Cantera" o "Botella" del Caradoc
- Pizarras del Llanvirn - Llandello
- Areniscas del Arenig - Llanvirn
- Cuarcitas del Arenig
- Areniscas y cuarcitas del Tremadoc
- Areniscas, pizarras y cuarcitas del Cámbrico

ESCALA  
0 1 2 Km.

#### 3.1.2.4. Depresión anticlinal de Picón-Alcolea de Calatrava

Al Este de las Sierras de Piedrabuena-Alcolea de Calatrava, el anticlinal se ensancha y redondea considerablemente, apareciendo la estructura tipo domo que ya se ha citado. En el núcleo de este anticlinal, que se encuentra muy erosionado y vaciado, se conforma ahora una depresión, cuyas características morfológicas son casi ajenas a los elementos relacionados con el zócalo, que sólo aparecen en pocos lugares. El conjunto de la depresión posee unas dimensiones de unos 14 Kms. de Norte a Sur y de 8 ó 9 de Oeste a Este y hacia Oriente, al ir desapareciendo el marco serrano que constituye la unidad anterior, también se diluyen las características de depresión local, pasando insensible y gradualmente hacia la cuenca manchega, que ya en la longitud geográfica de Ciudad Real capital comienza a presentar otros rasgos.

La topografía de la depresión resulta suave en su conjunto, pero presenta una gran cantidad de accidentes si se profundiza la escala de observación. En realidad, pueden diferenciarse dos subconjuntos, uno al Norte, el de Picón, y otro al Sur, el de Alcolea de Calatrava, que se encuentran separados por los únicos afloramientos del zócalo de esta depresión anticlinal. Esta pequeña barrera, que con dirección Oeste-Este emerge unos 60-80 m. del fondo de la depresión, se encuentra labrada en materiales cuarcíticos, areniscosos y conglomeráticos del Cámbrico y de la base del Ordovícico, a diferencia de otras depresiones anticlinales en donde aflora generalmente el Precámbrico (Mapas Geológicos de Piedrabuena y Ciudad Real). El carácter de frontera de estas lomas se ve acentuado por la aparición en sus cercanías de alguno de los asomos volcánicos con más altura de esta unidad, como el Cerro de la Arzollosa, de 772 m., que incluso supera la altitud de los cerretes del zócalo, contribuyendo así a delimitar los dos subconjuntos mencionados.

El subconjunto de Alcolea, de mayor tamaño que el de Picón, presenta una altitud media en torno a 640 m., aunque desciende al Este por debajo de 600 m., en las cercanías del río Guadiana. Los glaciares y las formaciones detríticas que proceden de las sierras acaban desapareciendo en el centro de la depresión, donde predominan dos elementos morfológicos: los llanos sobre el material calizo-margoso del Plioceno

y los asomos y formas volcánicas, que en esta parte adquieren una densidad tal que hacen de esta depresión una de las zonas más destacadas del territorio. La cobertera neógena, que no ofrece más que ligerísimas ondulaciones, no se manifiesta en formas de especial relevancia dada la reducida incisión del Guadiana y de sus escasísimos afluentes superficiales, cuya reducida importancia se debe a la permeabilidad del roquedo calizo. Sólo en muy contados casos se producen pequeños resaltes, cuando el Plioceno se hace más calcáreo y compacto, como en las inmediaciones de la finca Galiana en que destaca unos pocos metros. Tampoco la diferenciación litoestratigráfica de facies entre materiales más arenosos y otros más calizos y margosos se traduce en cambios morfológicos significativos.

Son las formas volcánicas las que accidentan este subconjunto de Alcolea. Por un lado, pueden destacarse los cerros de formas muy suaves llamados cabezos que se alzan a veces a 770 m., como el Arzollosa, más de 100 m. sobre los llanos. Éste y otros, como Juan de la Puerta, Galiana y Cabezo del Moro, son simplemente centros de emisión. De éstos suelen partir coladas de cierta relevancia, como las del volcán Juan de la Puerta o del aparato al Sur del Arzollosa o del de las Animas. Por otra parte, destacan los cráteres de explosión que crean pequeñas vaguadas más amplias que profundas, rodeadas de depósitos hidromagmáticos (Mapas Geológicos I.G.M.E.) como Las Cabezuelas junto a Alcolea de Calatrava, que en ocasiones dan lugar a lagunas como La Camacha o la del Oeste de Valverde, escasamente funcionales por causas agrarias.

El subconjunto de Picón es notablemente más reducido y también es más pequeña la superficie que ocupan los materiales calcáreos pliocenos. Esto se debe a la aparición por el Norte de un cerrete, la Plaza (772 m.), labrado en cuarcitas de la base del Ordovícico. Esto ocasiona derrames de coluviones que enmascaran posibles afloramientos neógenos. Las manifestaciones volcánicas completan los elementos morfológicos de esta depresión, entre los que resalta el cabezo de las Porras, al Oeste de Picón, que destaca unos 60 m. sobre la depresión, y la forma cratérica situada al Noroeste de este mismo pueblo que, como es habitual, se encuentra tapizada de materiales hidromagmáticos (J.M.Portero y otros, 1989: Mapa geológico de Piedrabuena). Esta depresión, al igual que el subconjunto de Alcolea, desciende hacia

el Este donde se encuentra el Guadiana, y como consecuencia de la menor extensión del roquedo calizo presenta una densidad de drenaje superior. El sentido del descenso topográfico coincide con la dirección de la red fluvial que vierte al Este, en el Guadiana.

Al Este del curso del Guadiana, que sigue una dirección Norte-Sur en este sector, los llanos calcáreos y los asomos y formas volcánicas carecen de marco serrano. En la zona de Las Casas-Ciudad Real, la depresión se abre progresivamente al ir desapareciendo el Paleozoico y, si se progresa más hacia Oriente, comienzan a escasear también las manifestaciones volcánicas. En las proximidades de Carrión de Calatrava, el campo volcánico deja paso a La Mancha.

### **3.1.2.5. Cuenca sinclinal de Corral de Calatrava**

Al Sur de las Sierras de Piedrabuena-Alcolea y al Norte de las Sierras de Luciana, Villamayor de Calatrava y de Aldea del Rey, esta cuenca sinclinal -que en realidad es la prolongación oriental de la cuenca del Guadiana- se extiende de Noroeste a Sureste a lo largo de unos 32 Kms., desde Luciana hasta Ballesteros de Calatrava. La anchura de esta alargada cuenca es variable, desde un par de kilómetros en Luciana hasta 14 en el sector de Pozuelos de Calatrava, siendo 7-9 Kms., de Norte a Sur, la amplitud más habitual. Así pues, la estructura geológica a la que se adapta esta unidad es similar a la del Guadiana entre Luciana y Puebla de Don Rodrigo. La sedimentación del Plioceno y las abundantes manifestaciones volcánicas, sobre todo en la parte oriental la diferencian claramente de la citada cuenca de Luciana-Puebla de Don Rodrigo. Sin embargo, el tramo más occidental de la unidad (Luciana-Pozuelos de Calatrava) puede considerarse como una transición, al igual que ocurría con la Sierra de las Majadas integrada en la unidad serrana de Piedrabuena-Alcolea y en la parte occidental de la cubeta de Piedrabuena, que están casi exactamente al Norte de este tramo de esta cuenca sinclinal.

El tramo occidental de esta cuenca no presenta rellenos pliocenos significativos, ni fenómenos volcánicos. Así pues, el fondo de la cuenca, bastante estrecha en esta parte, se modela en relación del curso del Guadiana y de los

acúmulos detríticos y glacis procedentes de las sierras. Ni siquiera los últimos adquieren un papel destacado, por la escasa amplitud del valle y la erosión del río Guadiana. Los desniveles en esta parte de la cuenca son muy destacados entre el fondo, que se sitúa a menos de 540 m., y las sierras circundantes, que se elevan hasta 830-870 m. Los elementos del zócalo son muy poco relevantes, reduciéndose a ciertos afloramientos en taludes en el contacto ladera-valle y se trata sobre todo de las areniscas del Arenig-Llanvirn. Sin embargo, las pizarras del Llanvirn-Llandeilo, tan abundantes y tan típicamente acarcavadas bajo las mesas de rañas en la cuenca de Luciana-Puebla de Don Rodrigo están prácticamente ausentes.

El tramo Pozuelos-Corral-Ballesteros de Calatrava puede considerarse íntegramente inserto en el Campo de Calatrava. La cuenca sinclinal cobra mayor anchura y los contrafuertes serranos cuarcíticos no alcanzan las alturas de la parte más occidental, sino que oscilan entre 770-800 m. llegando a 830 m. en determinados lugares (Sierra de Navalosaces). A esta amplitud, se le une el hecho de que hacia el Este desaparecen los enmarques montanos del Paleozoico; todo ello converge dando como resultado un paisaje menos agreste y con menos desniveles, como ocurría en la depresión anticlinal de Picón-Alcolea. En toda la morfoestructura, la altitud descende hacia el Oeste, en relación claramente con la red fluvial actual Jabalón-Guadiana y sus afluentes.

Cuatro son los elementos morfológicos destacados:

En primer lugar, las extensiones de rañas que desde los marcos serranos (700-640 m.) alcanzan en ocasiones las inmediaciones de los cursos fluviales como el Jabalón o el Guadiana. Dado que éstos circulan más próximos a las sierras del Norte (de Alcolea) que a las del Sur (de Villamayor) las rañas se encuentran mejor conservadas en el piedemonte meridional.

La relativa abundancia de sedimentos pliocenos, tanto detríticos como carbonatados, unido a la ya mencionada amplitud de la cuenca y a una relativamente importante erosión fluvial del Jabalón y Guadiana, da lugar a las formas más representativas en nuestra comarca, aunque muy modestas de la cobertera neógena. En las inmediaciones de Corral de Calatrava y al Sureste de Pozuelos de Calatrava, la alternancia de paquetes de materiales más arenosos y otros más calcáreos produce

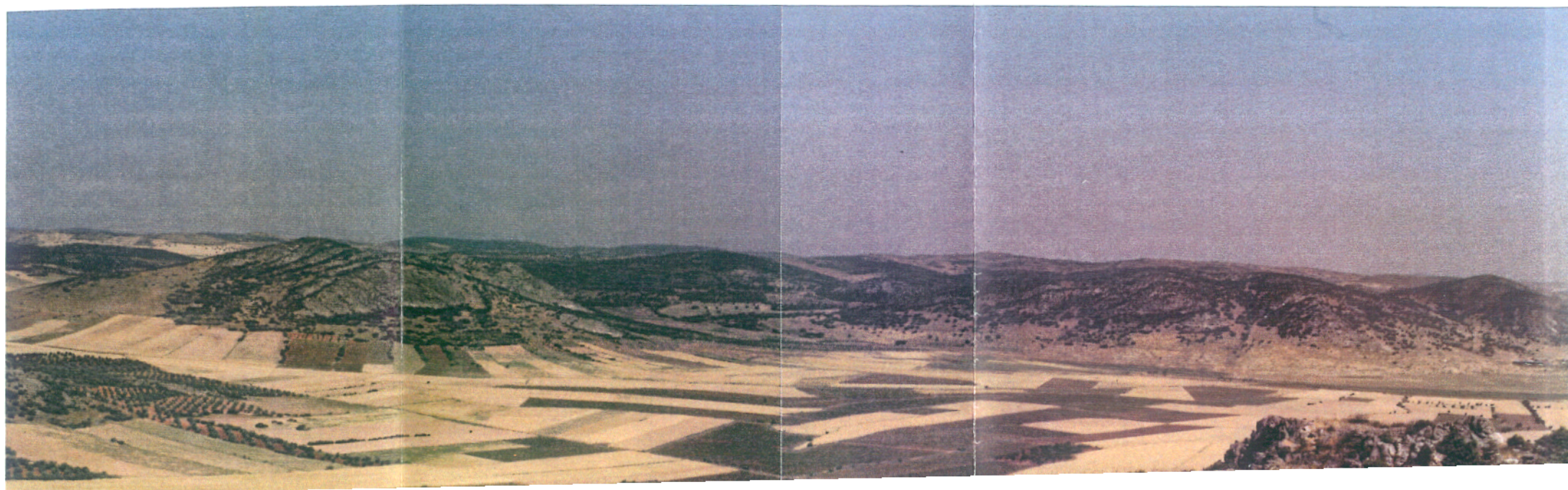
pequeños resaltes a modo de mini-paramos de unos cientos de metros o unos pocos kilómetros de extensión, que se sitúan a 600 m., destacando 20-40 m. sobre los surcos fluviales.

En torno al Guadiana y al Jabalón, y en parte como consecuencia de su acción erosiva, afloran formando lomas los materiales del zócalo, en este caso Ordovícico medio y superior y Silúrico, donde alternan areniscas, pizarras y cuarcitas. Estas lomas, que llegan a alcanzar en ocasiones los 670-690 m., constituyen el tercer elemento destacable de esta cuenca sinclinal; la altitud que alcanzan algunos de estos cerretes es superior, a veces, a la del relleno neógeno e incluso a las propias rañas; habría, pues, que relacionar este hecho con otros factores y no sólo con la exhumación del zócalo por parte de la red fluvial. Tal vez, la relativa dureza de ciertos tramos cuarcíticos del Caradoc expliquen en parte, que estos elementos hayan resistido más que otros materiales del mismo sinclinal.

El cuarto elemento morfológico se relaciona con el fenómeno volcánico que, sobre todo en el Este, adquiere un desarrollo casi tan destacado, como en la depresión anticlinal de Alcolea de Calatrava, siendo los cabezos y las coladas las formas más importantes del volcanismo en esta unidad. El volcán de Pozuelos de Calatrava, con el aspecto de cerro de suaves formas, es el asomo más occidental. El más importante tal vez, sea el doble foco del cabezo Segura en el que se aúnan formas de cono y de coladas, ocupando una superficie notable entre el Guadiana y el Jabalón. No obstante, pueden enumerarse otros como el de Cabeza Parda o el de Cañada de Calatrava, así como las coladas que parten de las Sierras de Malosaires del volcán de Fuentillejo o de aparatos cercanos a éste.

Las formas fluviales, ligadas tanto al Jabalón como al Guadiana, completan los modelados más significativos de la cuenca sinclinal donde ya abundan, la diferencia de aguas arriba, los niveles de terraza y donde el Guadiana se va paulatinamente encajando y adquiriendo el aspecto que posee en los Montes. El drenaje es mucho más denso que en la depresión de Alcolea, no obstante en el sector Pozuelos-Cabezarados aparecen áreas endorreicas, La Perdiguera y La Carrizosa, que no han sido relacionadas con el volcanismo.







Al Este del sector de Corral de Calatrava, la cuenca sinclinal cobra mayor anchura y los relieves cuarcíticos del Norte se vuelven cada vez menos significativos, convirtiéndose al Este de la zona de Alarcos en una alineación de serrezuelas que no llegan ni a 750 m. La cuenca en este sector no presenta ya afloramientos paleozoicos y las manifestaciones volcánicas, muy numerosas aquí, se superponen a los llanos del roquedo plioceno, formándose cráteres de explosión amplios y poco profundos, como el conjunto de Poblete, amontonamientos de piroclastos, que dan cerros junto a coladas de cierta extensión como los Cerros Zurriaga, Halconera, etc.

Más al Este aún, la cuenca sinclinal se diluye, ya que desaparecen los flancos del pliegue en las cuarcitas serranas, y comienza la transición hacia la Llanura Manchega.

### **3.1.2.6. Sierras de Villamayor de Calatrava**

Este conjunto de sierras de clara dirección Oeste-Este y que se sitúa entre Cabezarados al Oeste, Villamayor al Sur y Caracuel al Este, se desarrolla sobre unos 18 Kms. de longitud, y tiene en ciertos puntos más de 5 Kms. de anchura.

Se localiza entre la cuenca sinclinal de Corral de Calatrava, al Norte y la depresión anticlinal de Argamasilla, al Sur y puede diferenciarse de las Sierras de Aldea del Rey, en el Macizo de Calatrava, por el carácter más compacto y complicado de éstas últimas.

La altitud de estas sierras resulta bastante uniforme, entre 830-854 m. al Este de Sierra Gorda que es la cota máxima. Sólo en el extremo oriental, hacia el puerto de Caracuel, que separa esta unidad de las sierras situadas al Este, las cumbres no alcanzan los 800 m.

Estructuralmente, estas sierras constituyen parte del flanco del anticlinal de Argamasilla de Calatrava, y presentan con relación a otros sectores del mismo flanco una complejidad media entre la alineación de Almodóvar del Campo, más simple, y el Macizo de Calatrava, de una gran complicación. Como es habitual, una serie de repliegues de menor escala producen, junto a las frecuentes duplicaciones de hiladas cuarcíticas, un conjunto topográfico que en ciertos lugares alcanza los 5 Kms. de



anchura.

Estas sierras, como el resto de las unidades serranas, se encuentran talladas en las areniscas y cuarcitas del Tremadoc y en las cuarcitas del Arenig, provocando desniveles similares tanto en el Norte como el Sur, ya que ambas depresiones arrancan de los 680-700 m. aproximadamente, destacando por tanto unos 130-150 m. Puede decirse que los volúmenes topográficos de esta unidad destacan de un modo similar a las Sierras de Alcolea, aunque superen a éstas en altura.

En esta unidad hay que reseñar también la aparición de dos asomos volcánicos. Por un lado, el Morrón de Villamayor que se alza hasta 845 m., constituido por apilamientos masivos de material volcánico, que conforman una especie de pequeño pitón achatado. Este roquedo ha sido datado como uno de los más antiguos del Campo de Calatrava junto a otros asomos que se localizan al Suroeste de este afloramiento también en mitad de este conjunto serrano. Asimismo, ha sido relacionada con la actividad volcánica la laguna de Caracuel, que se sitúa en el extremo oriental de este conjunto, aunque no se han encontrado materiales volcánicos en los alrededores.

### **3.1.2.7. Sierras de Almodóvar del Campo**

Labradas en el flanco opuesto y justamente al Sur de la unidad anterior, estas sierras presentan una menor complejidad estructural que las Sierras de Villamayor de Calatrava, conviniéndoles el término de alineación.

Se extienden de Oeste a Este, que es su dirección, desde Viñuela hasta Puertollano a lo largo de casi 20 Kms., siendo su anchura muy escasa -unos 2 Kms. a lo sumo-. Sus alturas parecen observar una tendencia al descenso hacia el Oeste, aunque presenta altibajos, a veces de consideración. Desde las proximidades de Puertollano, donde Olla Grande y Charcones oscilan entre 920-930 m., descienden levemente en la Sierra de la Quebradilla entre 870-900 m., vuelve a ascender en Navalromo con 930 m. para disminuir ya por debajo de 890 m. hasta Viñuela. Así pues, esta alineación posee unas alturas superiores a la mayoría de las morfoestructuras tratadas y los desniveles son más importantes que las Sierras de

Villamayor de Calatrava, superando los 200 m., y puede decirse que el ritmo altitudinal va decreciendo hacia el Oeste.

Los materiales del Tremadoc y del Arenig, areniscosos y cuarcíticos sobre todo, son los roquedos en los que se labra esta cresta monoclinal que se hunde hacia el Sur, donde se localiza la cuenca sinclinal de Puertollano, estando ciertas laderas que dan vista a esta cuenca labradas en el Arenig-Llanvirn. En ciertos puntos, se duplica la cresta por las fracturas que afectan a las hiladas cuarcíticas pero, en conjunto, es un buen ejemplo de alineación.

Las manifestaciones volcánicas en estas sierras se localizan en el extremo occidental y en el oriental. Por un lado, en las cercanías de Viñuela aparecen varios afloramientos de escasísima extensión (unos pocos cientos de metros), que no dan una morfología clara. Son amontonamientos que se derraman ligeramente por la ladera de la sierra hacia el Sur. Casi en el otro extremo, en las inmediaciones de Almodóvar del Campo y junto al volcán y el cráter de los Molinos, ya en el piedemonte, aparece un pequeño derrame que en este caso se extiende por las laderas hacia el Norte. Todos estos asomos son escasamente significativos, encontrándose además erosionados. De este modo el fenómeno volcánico no impone una impronta especial en las Sierras de Almodóvar, al igual que hemos visto que ocurría en las Sierras de Villamayor.

### **3.1.2.8. Depresión anticlinal de Argamasilla de Calatrava**

Es ésta la mayor de las depresiones de nuestro territorio junto con la de Abenójar, con la que en realidad enlaza al Oeste, en su parte central, mientras que desde las sierras que las enmarcan, los cerros de Castellar al Norte y Villalonso al Sur, parecen querer cerrar y diferenciar ambas depresiones.

La depresión de Argamasilla posee una forma más rectangular o alargada, diferente de la de Abenójar, más redondeada. Al Norte y al Sur queda enmarcada por las sierras ya citadas de Villamayor y de Almodóvar del Campo respectivamente. Mientras, al Noreste, Este y Sureste, el macizo de Calatrava cierra, geológica y topográficamente, esta depresión.

Así delimitada, esta unidad posee unas dimensiones de unos 30 Kms. de Oeste a Este y unos 10-12 Kms. de Norte a Sur, aunque esta anchura es variable según los tramos.

La planitud es la nota más destacada de la topografía de esta depresión, que disminuye de altura desde los marcos serranos (680-700 m.) hacia el centro (650-660 m.) y de Este a Oeste (640-620 m.). Sin embargo, destacan de la llanura algunos pequeños relieves, como las lomas de Valdelobos, el cerro de Cabeza Parda, etc. También hay pequeñas depresiones que son áreas endorreicas ya desecadas, como las lagunas de Cucharas, Almeros, etc.

En este conjunto pueden diferenciarse dos subunidades: una al Oeste de Almodóvar del Campo y la otra a Oriente de esta población.

El subconjunto occidental presenta similitudes notables con la depresión anticlinal de Abenójar. La profusión en afloramiento de materiales precámbricos, especialmente de los tramos pizarrosos y grauváquicos, caracteriza todo el centro de la depresión, donde el río Tirteafuera y sus afluentes se encajan levemente aunque sin dejar tan colgadas, como ocurría en la de Abenójar, las formas planas que allí recibían los nombres de cabezas o de mesas. En esta parte de la depresión de Argamasilla, estos llanos se sitúan entre 680-640 m., y donde destacan más del curso del Tirteafuera se les denomina cerros, cerillos o altos.

En los bordes de la depresión y en contacto con el piedemonte, llanadas tipo glacis recubren extensiones muy importantes, situándose entre 680-700 m. Los marcos serranos, separados aquí unos 12 Kms., tienen más envergadura en el Sur donde superan los 850, a veces los 900 m., que en el Norte donde sólo llegan a 850 m. en Sierra Gorda.

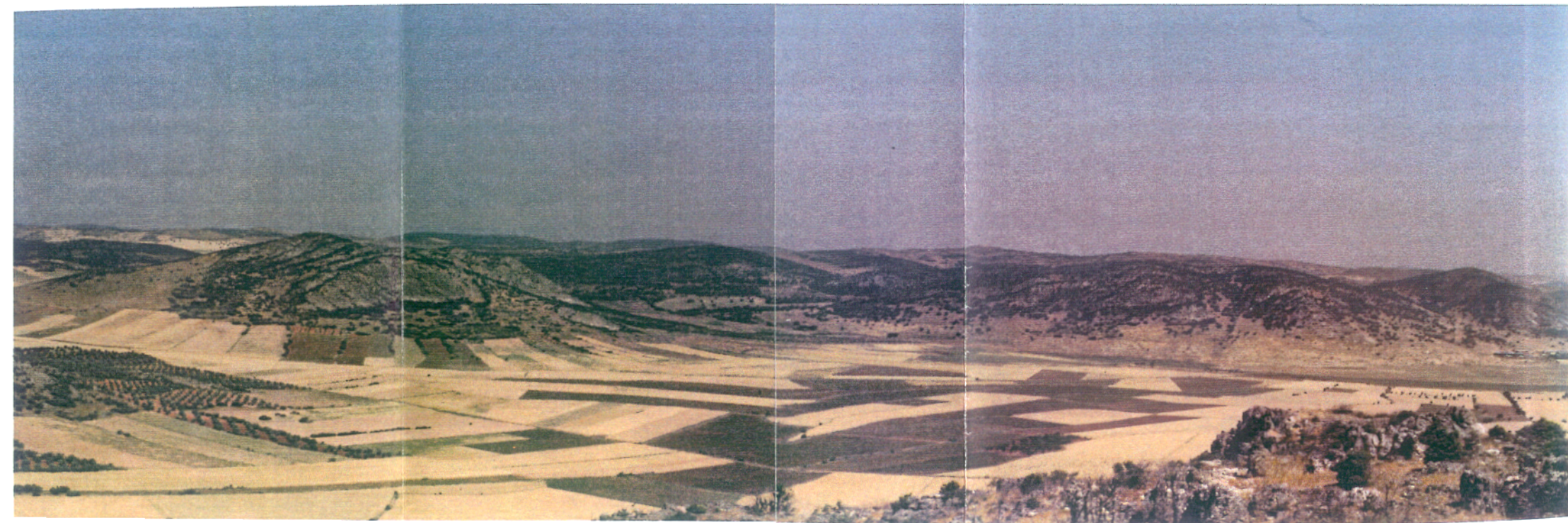
La red hidrográfica de este sector, constituida por afluentes del Tirteafuera, es relativamente densa, recordando también a la que se establecía en la depresión de Abenójar.

Por todo ello, puede concluirse que esta parte de la depresión también puede caracterizarse como una zona de transición, como ocurría en las Sierras de Villamayor al Norte, en una parte de la cuenca de Corral, etc, todas ellas en una franja longitudinal prácticamente idéntica.





FOTO 15: Depresion anticlinal de Argamasilla de Calatrava. Giacis el piedemonte (olivares) de las Sierras de Almodóvar del Campo llanos (cereales) en las calizas y margas neógenas.





El subconjunto oriental presenta diferencias estimables en relación con el anterior. La presencia de materiales neógenos, aunque sólo configura un conjunto de llanos, tiene trascendencia por sí mismo y por las implicaciones en la red hidrográfica e incluso en los aprovechamientos humanos. De estos llanos, situados a 650-60 m., sobresalen, en la parte oriental, las lomas de Valdelobos, relieves tallados en el Precámbrico pizarroso que se alza a 743 m., destacando hasta 80 m. La pendiente muy tendida y las aplanadas cimas disminuyen visualmente los desniveles de estas lomas, labradas en el afloramiento más importante del zócalo en esta parte de la depresión.

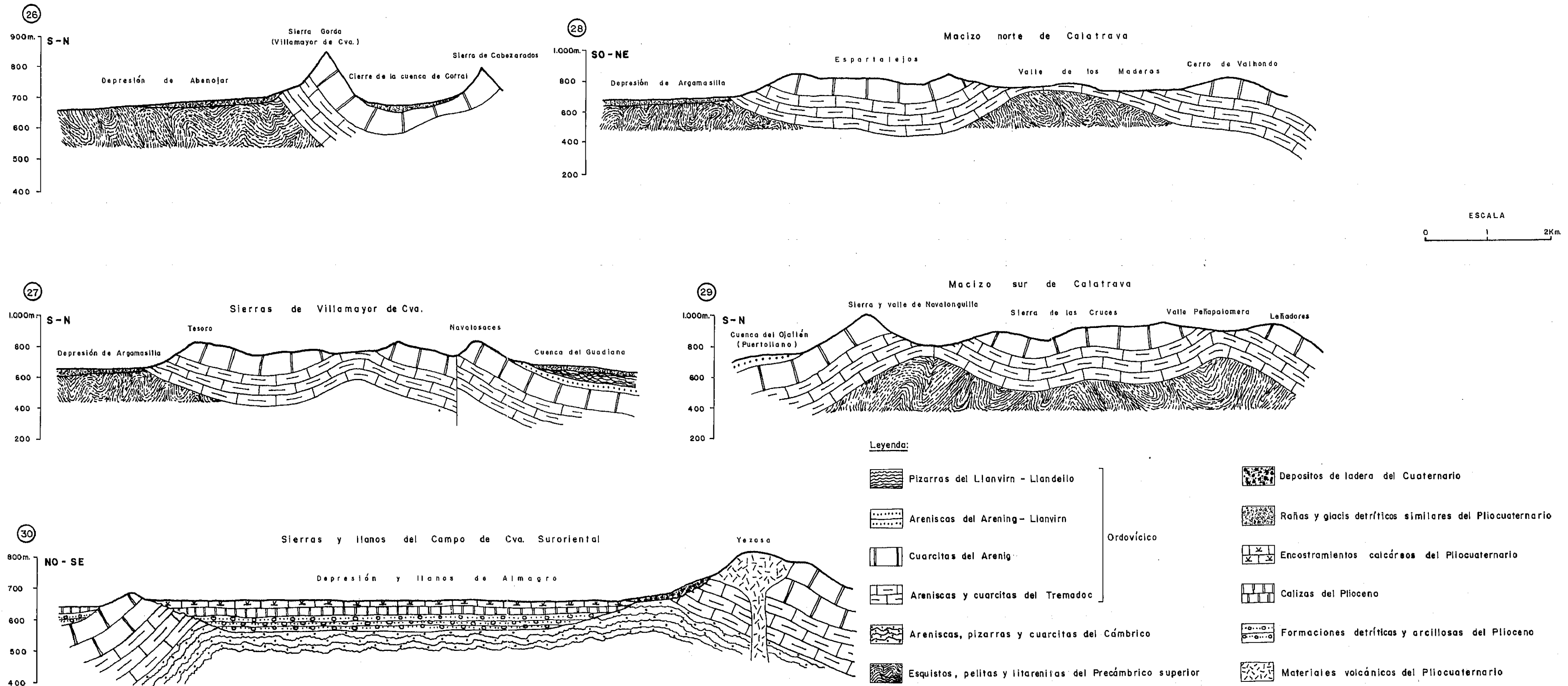
Otros elementos que destacan de la topografía de la depresión son los afloramientos volcánicos que, a modo de cerros, alcanzan los 720 m. en Cabeza Gorda al Norte de Argamasilla y el cerro de los Molinos junto a Almodóvar. Estos cerretes (el primero de ellos doble) se definen como apilamientos de productos piroclásticos sobre todo y junto a ellos aparecen lagunas indudablemente relacionadas con estos aparatos volcánicos.

Entre Villamayor y Almodóvar se observa un conjunto de lagunas -la del Prado Morales, Almeros, Cucharas y algunas más pequeñas- que no ha sido relacionado con el fenómeno volcánico. Estas áreas endorreicas, desecadas en la actualidad, pueden estar en función del escaso desarrollo de la red fluvial superficial en esta depresión rellena de material calcáreo, muy favorable a su disolución (dolinas).

Esta depresión, por tanto, posee una diferenciación en dos partes según aparezcan sedimentos neógenos y asomos volcánicos, o no lo hagan. La parte occidental, donde la ausencia de estos elementos es casi total, tiene notable similitud con la depresión de Abenójar. En ambas, el zócalo precámbrico formando llanos ligeramente colgados, los glaciais y la red fluvial configuran los rasgos fundamentales del relieve, mientras que en la parte oriental de la de Argamasilla aparecen los nuevos elementos citados.

Toda la depresión de Argamasilla de Calatrava desciende altimétricamente hacia el Oeste en relación del sentido de la erosión fluvial y no se producen altibajos excepto en las lomas de Valdelobos, que se encuentran 60-80 m. por encima del

Figura 15 Morfoestructuras de la parte Sur y Suroriental del Campo de Calatrava



nivel general de la depresión, incluso 30-40 m. por encima del arranque de las laderas.

### 3.1.2.9. Macizo de Calatrava

Es el conjunto más propiamente montañoso del Campo de Calatrava y se sitúa entre Puertollano al Oeste, Ballesteros de Calatrava al Norte, Aldea del Rey y Calzada de Calatrava al Este y Villanueva de San Carlos al Sur.

Los límites septentrionales y meridionales están definidos por las cuencas sinclinales de Corral de Calatrava y Puertollano respectivamente. Al Oeste, la depresión anticlinal de Argamasilla marca claramente su límite en el sector central, mientras que las Sierras de Villamayor y de Almodóvar en realidad pueden considerarse prolongaciones de esta unidad (o viceversa). Sin embargo, como ya se dijo, la complejidad de este conjunto es mucho mayor que en estas sierras, con lo que la diferenciación se hace necesaria, a pesar de que pertenecen a la misma gran estructura geológica. La delimitación oriental se efectúa mediante valles y depresiones de distinta índole e importancia, que separan el macizo de Calatrava de las Sierras de Moral de Calatrava y de las de Calzada de Calatrava.

Desde el punto de vista estructural es el cierre periclinal oriental del anticlinal de Argamasilla, que se une al de Abenójar (su cierre occidental ya quedó definido en el Macizo de Canalizos-Navacerrada). Pero, como ocurría en este último macizo y en el de Solanazo-Valronquillo, los cierres de los grandes pliegues anticlinales se verifican de un modo complejo, resultando un conjunto de pliegues de menor tamaño que provocan el desarrollo de este macizo de Calatrava.

Esta unidad posee una particularidad con respecto a los otros dos macizos que se localizan en los Montes, pero también con relación a las otras unidades serranas del Campo de Calatrava y es la gran profusión de asomos volcánicos que afloran en el interior del macizo. La densidad de las manifestaciones volcánicas supera a todas las sierras calatravas, incluso las de Piedrabuena-Alcolea de Calatrava.

Esta gran unidad, que posee unas dimensiones de unos 20 Kms. de Norte a Sur y otros tantos de Oeste a Este, puede dividirse en dos subconjuntos separados por

un pasillo longitudinal de Oeste a Este, que, aunque carece de homogeneidad, puede considerarse la solución de continuidad entre ambos. Al Norte queda el subconjunto de Aldea del Rey y al Sur el de Puertollano-Calzada de Calatrava.

Las Sierras de Aldea del Rey muestran un trazado con una clara tendencia a la circularidad, por lo que no poseen una dirección definida de conjunto. Por elementos, las sierras sí tienen direcciones locales que varían considerablemente, resultando una unidad de aspecto laberíntico.

Las cumbres de este subconjunto tienden a ascender de Oeste a Este y sobre todo de Norte a Sur, de modo que las sierras más elevadas se sitúan en el extremo Suroriental en Higuera, que supera los 900 m. En su misma latitud, pero al Oeste, las cimas alcanzan los 840-870 m. En la parte central de estas sierras, las alturas oscilan entre 830 y 850 y en el extremo oriental Terminillo llega a 863 m. Finalmente, en las sierras más septentrionales de esta subunidad, en las cercanías de Ballesteros de Calatrava, las cumbres se sitúan entre 800 y 820 m.

La estructura geológica a escala más detallada es la responsable de que se desarrolle esta unidad compacta en el cierre periclinal, hecho muy frecuente en las terminaciones anticlinales. De nuevo los materiales areniscosos y cuarcíticos del Tremadoc y del Arenig, presentando múltiples ondulaciones y desenganches, configuran este apretado relieve montano. Éste ofrece estructuras más nítidas en la vertiente Este y en la Norte; en la primera, a pesar de que existen varios cierres periclinales, la topografía se adapta perfectamente a ellos, en las sierras al Sur de Terminillo y en Higuera, hundiéndose estos dorsos en las estructuras sinclinales de Granátula y Calzada de Calatrava. Las vertientes septentrionales de este subconjunto muestran cierta continuidad en sus dorsos labrados en la cuarcita armoricana que buzan al Norte, hacia la cuenca sinclinal de Corral-Ballesteros de Calatrava. Sin embargo, las vertientes Oeste que dan a la depresión anticlinal de Argamasilla son más multiformes y se labran en diversos requeados en ciertos valles, como el de Navarredondilla, que penetra hacia el interior del macizo.

El fenómeno volcánico tiene en este subconjunto un destacado papel. Pueden señalarse cuatro sectores en los que abundan las manifestaciones de este tipo. En las cercanías de La Conejera-Cerro Pelado, que es un sector deprimido, se producen



asomos volcánicos a base de piroclastos que configuran cerros de hasta 830 m. De éstos han salido varias coladas que se extienden por las depresiones contiguas.

El segundo sector se localiza en torno a Laguna del Acebuche, donde se encuentra el volcán de los Frailes, desde el cual parte una colada de varios kilómetros de longitud. Esta laguna ha sido asociada con reservas a una forma tipo "maar" (E. Ancochea, 1983).

Más claramente en relación con formas de cráter, se han considerado las lagunas de las Carboneras, Lomillos y las de la Encina, que se encuentran en torno al volcán de este último nombre, del que parten varias coladas configurando otro importante sector volcánico en este subconjunto de Aldea del Rey.

El cuarto sector se localiza en la Sierra de la Higuera, donde aparecen dos afloramientos de material volcánico, la colada de Colmenilla y el volcán de la Cueva del Alguacil, cerro escoriáceo del que también sale una colada volcánica.

En el estrecho valle que separa los dos subconjuntos del Macizo de Calatrava predominan los productos volcánicos que llegan incluso a tapizar en buena parte la extensión del valle. Del volcán de la Vaqueriza, construido en lapillis y escorias, parten varias coladas hacia este valle, uniéndose además con los materiales de los afloramientos de Cerro Prieto y del Rincón, que se encuentran algo más al Sur.

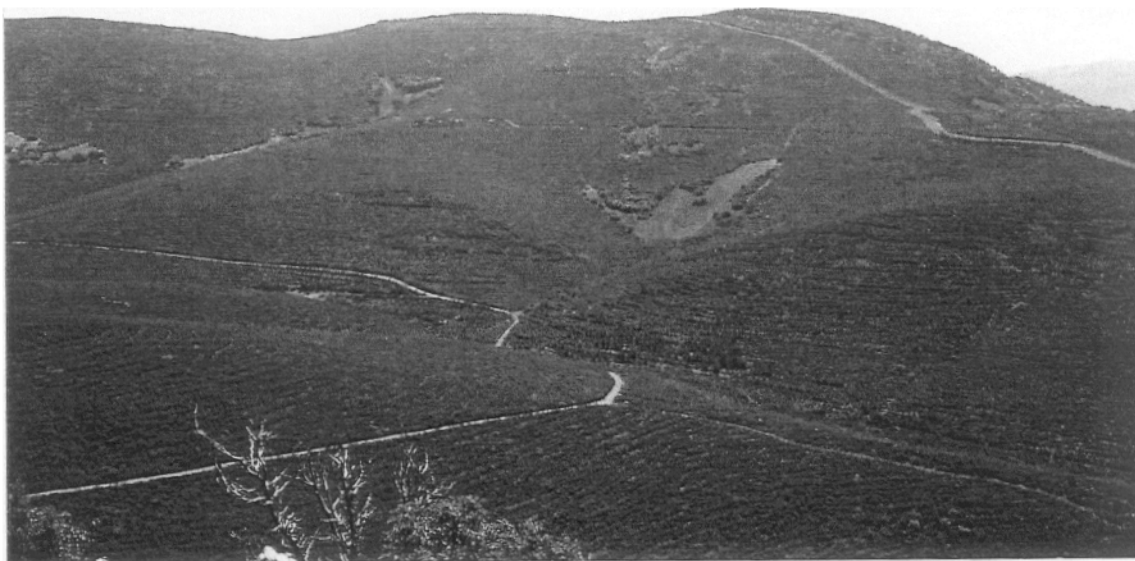
Estas Sierras de Aldea del Rey ofrecen, pues, una variada gama de manifestaciones volcánicas llegando a una densidad no igualada en ningún conjunto montano del Campo de Calatrava. Estos relieves se superponen y matizan el apretado relieve estructural dominante, que se labra sobre los duros bancos cuarcíticos del Ordovícico inferior, los cuales, como es habitual en los cierres perianticlinales, presentan una gran complejidad estructural.

La subunidad meridional, desarrollada entre Puertollano y Calzada de Calatrava, presenta una dirección general Oeste-Este y a pesar de su aspecto macizo no tiene el dibujo redondeado que poseía el subconjunto de Aldea del Rey. Las Sierras de Puertollano-Calzada tienden más al alargamiento en sentido Oeste-Este y, aunque sus dimensiones en esta dirección son similares a la anterior subunidad (unos 20 Kms. o algo más), su anchura es notablemente inferior (5 ó 6 Kms. en la mayor parte, aunque llega a 10 Kms. en algunos sectores). La forma y la estructura

geológica del conjunto de estas sierras recuerdan a las Sierras de Villamayor. Se trata de un grupo de sierras labrado en el flanco Sur del anticlinal, que se cierra al Este, uniéndose con las estructuras del subconjunto anterior. Sin embargo, las dimensiones y las alturas son más importantes que en la unidad de Villamayor. Efectivamente, estas Sierras de Puertollano-Calzada de Calatrava poseen las elevaciones más destacadas del Campo de Calatrava y también de toda la comarca estudiada, ya que en varias sierras se llega a los 1000 m. y en Mojina, en el extremo Suroccidental, la altitud registrada es de 1066 m. No obstante la mayor parte de las cumbres oscilan en torno a los 950-980 m. Es decir, tanto la cota máxima como las habituales superan en 100 m. las del macizo Solanazo-Valronquillo que era la unidad más montañosa y elevada de los Montes y de todo el territorio, tras el subconjunto que ahora se trata. Estas mismas diferencias, aproximadamente, son las que resultan de la comparación de las dos subunidades del macizo de Calatrava.

Aunque no se observe una tendencia paulatina en la topografía culminante, las cumbres más elevadas están en el Sureste (1000-1066 m.); el resto muestra una cierta uniformidad, en torno a los 950-980 m. ya mencionados y las serrezuelas que están en contacto con la depresión anticlinal de Argamasilla tienen alrededor de 800-820 m. Así pues, la envergadura del relieve en este subconjunto resulta mucho más destacada en el Sur, donde las cumbres se alzan entre 980 y 1066 m., y la cuenca sinclinal de Puertollano se sitúa entre 700 y 600 m. y a veces menos, que en el Norte, con cimas a lo sumo de 970 m. y habitualmente entre 850 y 880 m. y con la depresión situada entre 740 y 680 m. El vigor de estos desniveles, en la parte meridional, recuerda a los relieves de las sierras meridionales de la provincia de Ciudad Real, correspondientes ya al conjunto de Sierra Morena.

Estructuralmente, dentro de este subconjunto se aprecia una serie de pliegues en los duros roquedos tremadocienses y arenigienses, a modo de suaves y regulares ondulaciones que en parte son la causa del aspecto homogéneo de las cimas. En efecto, en estas sierras la fisonomía culminante se acerca posiblemente más que en ninguna otra a la de una extensa superficie de cumbres, con fuertes pendientes en las laderas y dilatadas extensiones culminantes. Naturalmente, estas ondulaciones se encuentran rotas y complicadas por una densa red de fracturación, que complica en



**FOTO 17: Núcleo desventrado en el conjunto anticlinorio del Macizo Sur de Calatrava.**



**FOTO 18: Macizo Norte de Calatrava con cráter explosivo en el centro.**

detalle las estructuras y la topografía.

En este subconjunto meridional del macizo de Calatrava también se establecen varios asomos volcánicos, aunque sin la densidad de la subunidad septentrional. Se localizan especialmente en la parte Nororiental, en las proximidades del valle que separa ambos subconjuntos. Algunos afloramientos ya han sido citados, como el del Rincón y Cerro Prieto, que arrojan coladas que, extendiéndose hacia el Norte, han tapizado el citado valle. También hay que señalar varios afloramientos al Sur del Cerro Prieto y el del Berrocal, situado al Este de éstos últimos y compuesto éste por rocas masivas y escoriáceas, que crean los típicos apilamientos volcánicos.

Al Este y ya en contacto con la áreas deprimidas cercanas a Calzada de Calatrava nuevos afloramientos volcánicos y coladas salpican insistentemente el territorio que se encuentra a Oriente y que puede denominarse Campo de Calatrava oriental.

Puede señalarse finalmente que el macizo de Calatrava, labrado sobre una serie de estructuras que en conjunto forman un cierre perianticlinal, es la unidad más montañosa del Campo de Calatrava por sus alturas, que llegan en ciertos casos a 1000 m., y por lo apretado de su topografía. Alberga el mayor número de manifestaciones volcánicas de todas las unidades montañas calatravas, que salpican y enriquecen las formas estructurales predominantes sobre el zócalo cuarcítico del Ordovícico inferior.

### **3.1.1.10. El Campo de Calatrava suroriental: Sierras de Almagro, Moral y**

#### **Calzada de Calatrava**

Al Oeste del macizo de Calatrava y en su misma latitud se encuentra un territorio en el que siguen alternando los tres elementos morfoestructurales que definen el Campo de Calatrava: zócalo paleozoico, cobertera neógena y volcanismo. Sin embargo, a diferencia de la unidades tratadas hasta ahora, este territorio más oriental no presenta cuencas locales perfectamente enmarcadas por los flancos paleozoicos. Son las sierras y serrezuelas del zócalo las que se encuentran totalmente rodeadas de materiales predominantemente calcáreos pertenecientes al Neógeno, de

modo que en este sector el carácter aislado o fragmentado puede convenirle más al zócalo que a los sedimentos pliocenos. En esta parte del Campo de Calatrava pueden distinguirse dos unidades montañas, que se encuentran separadas y totalmente rodeadas por llanos, configurados en los materiales terciarios: las Sierras de Almagro-Moral de Calatrava y las Sierras de Calzada de Calatrava.

Las Sierras de Almagro-Moral de Calatrava forman un conjunto de dirección general Oeste-Este y de más de 30 Kms. de longitud, que en ciertas partes adquiere la Noreste-Suroeste. Continúan las estructuras de la parte Norte del macizo de Calatrava con dirección Suroeste-Noreste. Se trata por tanto, de un grupo de sierras labradas en un anticlinorio construido en las cuarcitas del Tremadoc y del Arenig. Estas sierras muestran diferencias tanto estructurales como topográficas, de ahí que se subdividan en dos: las Sierras de Almagro y las de Moral de Calatrava.

Las Sierras de Almagro se estructuran sobre un anticlinal desventrado, configurando así un área anticlinal deprimida, en el centro de un círculo formado por pequeñas sierras, que rodean precisamente la población de Almagro. Estas sierras se caracterizan por su aspecto fragmentario y su escasa altura, 700-770 m., que sólo destacan 60-100 m. de los llanos circundantes. Estos llanos, así como la depresión anticlinal de Almagro, se establecen en general más que sobre los sedimentos pliocenos, sobre las costras calcáreas desarrolladas en la superficie de éstos. Ésta es una característica que emparenta estos llanos con La Mancha, que en buena parte se encuentra modelada sobre estos encostramientos calcáreos de finales del Terciario. Entre las sierras y las costras calcáreas los depósitos de coluviones y los sistemas de glaciares o conos enlazan ambos elementos.

En una de estas sierras, al Sureste de Almagro, se produce una de las manifestaciones volcánicas más señaladas de esta zona y de todo el Campo de Calatrava; se trata del volcán del Yezosa, cono que alcanza los 850 m. de altura, del que se han derramado coladas de varios kilómetros y en varias direcciones (destacando la del Sur). Además de este aparato hay una gran cantidad de formas cratéricas con depósitos hidromagmáticos, que se reparten por una zona muy extensa, así como asomos, en menor número que configuran en torno al punto de emisión pequeños cerros destacados, contruidos sobre materiales piroclásticos; en ocasiones

aparecen adosados a ellos coladas de menores dimensiones que las del Yezosa.

Las Sierras de Moral de Calatrava, por su parte, se extienden aproximadamente hacia el Este del volcán del Yezosa y manifiestan una tendencia hacia el aumento altitudinal en sus cumbres conforme nos desplazamos al Este. Estas sierras que, próximas al volcán citado, poseen unos 790 m. y al Norte de Moral de Calatrava, 840-870 m., alcanzan más al Este, 926 m. en Prieto. Desarrolladas esencialmente sobre las cuarcitas del Tremadoc y Arenig, se organizan sobre estructuras anticlinales, que a modo de domo conforman un conjunto de planta redondeada, con unas dimensiones de 12 Kms. de Norte a Sur y unos 14 de Oeste-Este. En estas sierras el fenómeno volcánico se encuentra prácticamente ausente, especialmente en la parte oriental.

Así pues, puede decirse que hacia el Este, también en esta zona el volcanismo desaparece antes que los afloramientos del zócalo. Incluso al Este de estas sierras y con el carácter de archipiélago plenamente acentuado, el zócalo reaparece en las Sierras de Alhambra que con más de 20 kms. de Oeste a Este se alzan a más de 1000 m. de altura, donde un nuevo elemento geológico y geomorfológico hace acto de aparición: el conjunto de materiales y morfoestructuras del Secundario.

Al Este del macizo de Calatrava y al Sur de las Sierras de Almagro-Moral de Calatrava se sitúan las Sierras de Calzada que, a diferencia de las unidades anteriores, se configuran sobre estructuras sinclinales y sobre roquedos supraarenigienses. Ello no le impide alcanzar alturas notables (850 m.), reservadas en otros conjuntos sólo a las cuarcitas del Ordovícico inferior. Estas sierras, a lo largo de unos 30 Kms., mantienen una dirección Noroeste-Sureste y están compuestas de una serie de alineaciones de fisonomía poco abrupta ya que, a pesar de la altura que alcanzan, los desniveles son más escasos que a Occidente, pues los llanos se encuentran aquí a 680-700 m. de altura.

Las serrezuelas que componen esta unidad, que en conjunto puede ser considerada como una morfoestructura sinclinoria, se labran sobre elementos estructurales más pequeños, sucediéndose anticlinales y sinclinales en materiales del Ordovícico medio y del Silúrico. Los estratos más areniscosos y cuarcíticos del Caradoc originan los principales resaltes, mientras que las pizarras del Llanvirn-

Llandeilo y las del Ashgillense, anteriores y posteriores respectivamente, crean vaguadas que se encuentran rellenas de depósitos modernos.

Al igual que ocurría en la unidad anterior, pero en ésta todavía de un modo más claro, las manifestaciones volcánicas se restringen a la parte más occidental, destacando el volcán de la Columba, cono volcánico del que surgieron coladas, que en su parte Norte muy posiblemente hayan afectado al trazado del río Jabalón, responsable del drenaje de este territorio, que circula de Este a Oeste por el Norte de todo este conjunto.

Estas Sierras de Calzada de Calatrava se encuentran rodeadas por llanos que se conforman en los materiales neógenos, principalmente calizos, prácticamente horizontales y frecuentemente afectados por procesos de encostramientos. Entre las sierras y estos llanos suelen desarrollarse algunos glaciares a pesar de la escasa entidad geológica y morfológica de las serrezuelas.

### **3.1.2.11. Conclusiones del sector del Campo de Calatrava**

El Campo de Calatrava es un conjunto de morfoestructuras hercínicas de dirección Oeste-Este que albergan en su interior cuencas locales, rellenas de sedimentos neógenos-pliocenos prácticamente horizontales y que dan relieves llanos. Todo este conjunto se encuentra salpicado, tanto en las sierras como en las depresiones, por un complejo de manifestaciones volcánicas que, tanto directa como indirectamente, originan nuevas formas de relieve o influyen en otros elementos morfológicos.

Las citadas morfoestructuras se encuentran desigualmente afectadas por el fenómeno volcánico, apareciendo al Oeste una zona de transición con los Montes que posee escasa incidencia del volcanismo. Al Este, este fenómeno se va amortiguando igualmente, hasta que desaparece cerca de Moral de Calatrava-Calzada de Calatrava. Sin embargo, en esta zona (Valdepeñas) al Este del Campo de Calatrava oriental, a diferencia de este área de transición, los llanos sobre materiales terciarios tienen una gran importancia, siendo éstos los que rodean los islotes y archipiélagos montanos, que paulatinamente también van desapareciendo.

La altitud de las cumbres muestra variaciones más sensibles que en los Montes. En el Norte -Sierras de Porzuna-Fernancaballero- las cumbres se mantienen uniformes entre 800-900 m. En el centro -Alcolea de Calatrava, 800-750 m. - se observa un cierto descenso hacia el Este. Al Sur, los conjuntos serranos de Villamayor, Aldea del Rey, Puertollano, etc, muestran, considerándolos en conjunto, un ascenso hacia el Este y hacia el Sur.

Si se tienen en cuenta las unidades descritas, sólo en algunas de ellas se mantiene este ritmo topográfico. Así pues, las cimas descienden desde los extremos Norte y Sur hacia el centro y, mientras en unos conjuntos no hay diferencias, en el centro descienden al Este y en el Sur ascienden en esta misma dirección.

Dado que las depresiones y cuencas (aunque disminuyen su altura hacia el Oeste en clara relación con la red fluvial actual) se mantienen en todo el sector en cotas similares -650-700 m.- , los desniveles de los distintos conjuntos montanos señalados anteriormente, y por tanto su aspecto y envergadura morfológica, son bien diferentes. Destacan 200 ó 300 m. en el Sur y sólo 100-150 m. en la parte central, la de Alcolea de Calatrava.

En ciertas cuencas o depresiones y sobresaliendo del nivel topográfico general emergen algunos relieves labrados en roquedos del Ordovícico superior y Silúrico, o del Precámbrico, que destacan 30-50 m. de las formas modeladas sobre los depósitos más modernos que recubren estas depresiones.



### 3.1.3. CONCLUSIONES

Tras esta descripción de las morfoestructuras en la comarca analizada, puede establecerse una serie de tipos morfoestructurales básicos, que son: macizos anticlinorios, sierras (que en la mayoría de los casos tienen el carácter de crestas monoclinales), depresiones anticlinales y cuencas sinclinales.

Los macizos anticlinorios constituyen la expresión morfológica de estructuras anticlinorias complejas y apretadas en sus sectores de cierre periclinal, donde los estratos cuarcíticos del Ordovícico inferior, plegados en forma de ondulaciones múltiples originan relieves complicados y relativamente elevados. Muy a menudo estas ondulaciones se encuentran rotas por fracturas de direcciones diversas, transversales a los pliegues muchas de ellas, que trastocan en detalle las hiladas y crestas y que añaden más complejidad al relieve estructural.

Las sierras son, en el caso más sencillo y frecuente, crestas labradas en los flancos cuarcíticos de los anticlinales que enmarcan depresiones anticlinales o cuencas sinclinales. En algunas ocasiones, constituyen morfoestructuras de transición hacia los macizos ya que las estructuras se complican, sucediéndose varios pliegues anticlinales y sinclinales, fracturas que duplican las hiladas, etc. Esto origina unidades que, sin llegar a la complejidad de los macizos, tampoco tienen la linealidad de las sierras propiamente dichas.

Estos elementos morfoestructurales elevados configuran el llamado nivel de cumbres del que todos los autores han resaltado su básica homogeneidad altitudinal y su fisonomía casi plana. Las alturas de las cumbres, aunque varían entre los 700 y los 1000 m. según las morfoestructuras, suelen tener dentro de cada una de ellas un nivel similar, el más frecuente entre 800-900 m., pero en ocasiones se producen altibajos notables que causan desniveles en la misma cuarcita culminante de 50-100 m. y además el piso de la cuarcita armoricana suele dar resaltes más destacados que el inmediatamente más antiguo del Tremadoc, también cuarcítico y culminante. De este modo, la impresión visual de que hay una "superficie de cumbres" no coincide propiamente con la realidad, ya que lo que existe es una superficie o nivel topográficamente desigual, incluso en sierras cercanas o contiguas, en la cual, si nos

referimos a toda la comarca, las diferencias pueden llegar hasta unos 300 m. El aspecto aplanado de las cumbres se refuerza notablemente en ciertas morfoestructuras, especialmente cuando se conservan las charnelas anticlinales o se configuran varias estructuras anticlinales, añadiéndose el hecho de que en ciertos casos estas charnelas poseen un carácter casi tabular, con deformaciones muy leves y onduladas a su vez.

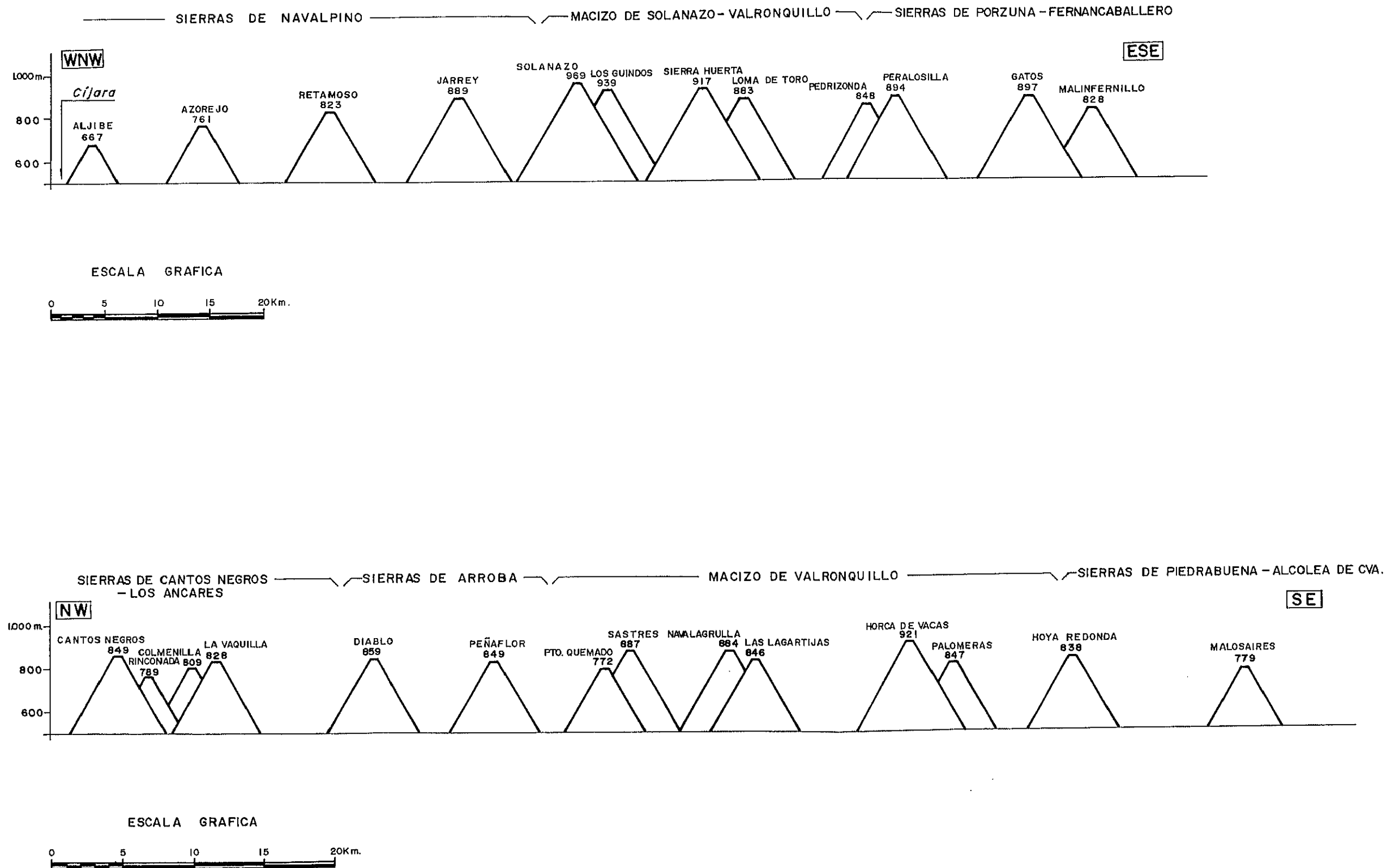
Por lo que se refiere a la topografía de conjunto de ese nivel de cumbres, hay que señalar en primer lugar que no tiene forma de abombamiento como algunos autores han señalado. Sí ocurre que este territorio se encuentra entre dos zonas deprimidas, al Este La Mancha -a 650-700 m.- y al Oeste las Vegas Altas del Guadiana -entre 350-400 m.-. Pero con respecto a las zonas que se sitúan al Norte o al Sur de la nuestra, hay que destacar que tanto los Montes de Toledo, al Norte, como Alcudia-Sierra Morena, al Sur, ofrecen alturas más elevadas, entre 1000-1400 y 1000-1300 respectivamente. De modo que nuestro territorio, que se interpone entre ambos, resulta una comarca deprimida unos 300-400 m. por debajo de ambas.

En nuestra comarca, en la franja septentrional al Norte de la Cuenca sinclinal del Guadiana desde Ballesteros y Corral de Calatrava hasta más allá de Puebla de Don Rodrigo, las cumbres presentan una altitud muy similar, entre 800-900 m. mayoritariamente. Sí es cierto que en determinadas morfoestructuras como en las Sierras de Piedrabuena-Alcolea de Calatrava se manifiesta una tendencia a la disminución altitudinal hacia el Este y que las sierras acaban desapareciendo. En cambio, en las Sierras de Porzuna-Fernancaballero, la desaparición es tajante. Y en el extremo Oeste, en las cercanías de Cíjara, las sierras observan también una disminución altitudinal desde Villarta de los Montes o Navalpino, pero más al Oeste las sierras vuelven a aparecer y alcanzar cotas elevadas. En todo caso, habría más bien una topografía uniforme, aunque con altibajos, entre 800 y 880 m. en la mayor parte de esta zona del Norte y en las inmediaciones de las cuencas un descenso escalonado en ciertas morfoestructuras y tajante en otras.

En las sierras de la franja al Sur de la cuenca sinclinal del Guadiana, consideradas en conjunto, las cumbres descenden hacia el Oeste, desde las Sierras de Aldea del Rey y Puertollano-Calzada hasta las de Villamayor y Almodóvar del

Figura 16

Alturas de las sierras y macizos al Norte del río Guadiana



Campo. Desde esta zona hacia el Oeste, las sierras mantienen unas altitudes similares en torno a 850 m. y en sectores determinados como en el extremo occidental en la Sierra de Siruela aumentan hasta 940 m.

No hay por tanto abombamiento alguno en este territorio, ni con el eje dirección Norte-Sur ni Oeste-Este. Ni tampoco parece desprenderse de todo esto que la topografía de las cumbres tenga un ritmo altitudinal claro; más bien existirían tendencia altitudinales dentro de cada una de las morfoestructuras.

Así pues, el nivel de cumbres presenta un dibujo en planta perfectamente adaptado a la configuración hercínica. La monótona topografía culminante labrada inevitablemente en las duras cuarcitas del Ordovícico inferior, Tremadoc y Arenig, apunta a los procesos de erosión diferencial para explicar su génesis. Cuándo y cómo se verificó esta morfogénesis es lo realmente difícil de desentrañar. Sin embargo, con base en los hechos señalados anteriormente pueden establecerse algunas conclusiones. Parece claro que este nivel de cumbres no puede datarse en el Terciario superior, ya que los sedimentos de esta época cubren una topografía deprimida entre la que resaltan nítidamente en el Este de nuestra comarca, las sierras, de un modo más continuo en el Campo de Calatrava occidental y con más discontinuidad en el Campo de Calatrava oriental. En las cercanías de Ciudad Real, el zócalo que, por fragmentos, ha debido de irse hundiendo supone el basamento de los depósitos pliocenos, pero al Oeste el zócalo se mantiene perfectamente emergido e incluso en el Campo de Calatrava oriental se reconocen morfoestructuras hercínicas, que han debido de ser menos afectadas por estas tendencias subsidentes.

Otro hecho que hay que señalar es la coincidencia en ciertos sectores entre cumbres más homogéneas y ondulaciones anticlinales relativamente bien conservadas. Esto puede dar idea de una posible influencia de las estructuras en los niveles culminantes que en parte se adaptarían a ellas.

Por el contrario, ciertas inclinaciones parciales de algunos tramos de sierras localizadas en muchos puertos y valles actuales parecen tener origen en desnivelaciones tectónicas recientes, ya que, de ser antiguas, parece improbable que se conservaran tan nítidamente como lo hacen. Así pues el nivel de cumbres es anterior, al menos, al relleno neógeno y a las desnivelaciones y subsidencias

terciarias.

Por último, hay que hacer referencia al aspecto que presentan las cuarcitas culminantes, que en bastantes casos aparecen como alteradas o arenizadas, fácilmente disgregables y se producen formas de detalle como pequeños pocetes, o resaltes de formas caprichosas, que recuerdan a alguna de las microformas sobre granitos.

Además de macizos y sierras que configuran el nivel de cumbres, en el territorio destacan las depresiones anticlinales y las cuencas sinclinales, que conforman el nivel de llanos o topografía deprimida.

Las depresiones anticlinales se establecen en los grandes pliegues, que han sido desventrados en buena parte y en los que actualmente afloran las series del Precámbrico superior, fundamentalmente compuestas por pizarras y grauvacas. Generalmente estas depresiones, en los Montes, están recubiertas por depósitos de raña y glacia detriticos y, en el Campo de Calatrava, además por el relleno plioceno y los materiales volcánicos, de modo que los afloramientos del zócalo en muchos casos se deben a la incisión fluvial cuaternaria y no configuran una morfología específica. Sin embargo, en ciertos sectores de la depresión de Abenójar sí puede observarse una morfología bastante llana, carente de recubrimiento moderno. Estos llanos, algo colgados por la incisión del río Tirteafuera, se sitúan a unos 650-630 m. muy por debajo de las lomas de Valdelobos de la depresión de Argamasilla, que se encuentran a 740 m. y que están tallados también en estas series precámbricas. Estas lomas emergen, como ya se dijo, de los sedimentos modernos que lo rodean a diferencia de los llanos de Abenójar, que no destacan del nivel topográfico general de la depresión. Es una diferencia demasiado importante para explicarlo sólo por la diferencia en la acción erosiva remontante de la red fluvial actual. Puede ser desde luego, que haya diferencias en la resistencia dentro de las series precámbricas, en cuyo caso no existiría un nivel topográfico tan homogéneo a la erosión como cabría suponer teniendo en cuenta los llanos de Abenójar.

Las cuencas sinclinales son mucho más escasas en nuestro territorio, que se caracteriza por el predominio superficial de las áreas anticlinoria. Entre las dos grandes áreas anticlinoria del Norte y del Sur se sitúan dos importantes cuencas sinclinales, la de Herrera del Duque y la del Guadiana; y en la franja montañosa del

Norte, las cubetas de las Arripas y Piedrabuena fundamentalmente. Casi todas estas morfoestructuras se encuentran muy recubiertas por depósitos modernos, sobre todo rañas, glaciis y en los sectores más orientales de materiales pliocenos. De este modo, el Paleozoico (Ordovícico medio y superior, Silúrico y en algún caso excepcional el Devónico -Herrera del Duque-) afloran, por la exhumación de estos roquedos, ocasionada por la red fluvial actual y generalmente aparecen en barrancos o taludes, sin desarrollar morfologías claras que no estén desarrolladas por la erosión fluvial. Sin embargo, en algunas zonas hay determinados resaltes que destacan por encima del nivel de las rañas o de los sedimentos del Plioceno. Este es el caso de las lomas cercanas al Jabalón-Guadiana en la cuenca sinclinal de Corral y también, aunque fuera de nuestro territorio, inmediatamente al Norte de Porzuna, en la cuenca sinclinal del mismo nombre, también destacan unos cerretes modelados en las cuarcitas y areniscas del Ordovícico superior (Caradoc), los mismos materiales de la cuenca sinclinal de Corral de Calatrava.

En la cuenca sinclinal del Guadiana, en las cercanías de El Chiquero, por encima del nivel de las rañas destacan también unas lomas en materiales posteriores al Arenig.

En el sinclinal de Herrera del Duque, dado el desmantelamiento de rañas y depósitos recientes, por una erosión fluvial muy potente con niveles de base de casi 300 m. en el Guadiana inmediato, aflora una gran cantidad de roquedos hasta el Devónico. En esta morfoestructura también destacan ligeramente las mismas cuarcitas señaladas anteriormente y se le añaden las cuarcitas del Llandovery (base del Silúrico).

De modo que, tanto en las cuencas sinclinales como en las depresiones anticlinales, del nivel topográfico general emergen ciertos resaltes que son en su mayoría cuarcitas ordovícicas o silúricas (Supra-arenig), excepto en el caso de la depresión anticlinal de Argamasilla, donde son materiales muy similares en toda la depresión los que conforman el sustrato, en este caso Precámbrico.

Aunque en líneas generales el claro descenso altitudinal de las depresiones se ha relacionado con la erosión fluvial actual, algunos hechos como las diferencias de altura entre el Precámbrico de las lomas de Valdelobos y el de la depresión de

Abenójar podían hacer pensar en una inclinación general hacia el Oeste.

En ciertos sectores de las depresiones los materiales pizarrosos se encuentran enrojecidos y alterados llegando en algunos casos a presentar mantos alteríticos de varios metros de profundidad, como en las cercanías de Luciana-El Chiquero. Es desde luego de mayor importancia este conjunto de alteraciones que las que afectan a las cuarcitas culminantes, pero según estos indicios parece que las alteraciones pueden haber afectado a todos los materiales del zócalo, aunque sólo se observan en determinados lugares.

En líneas generales, pues, hay que señalar que hay un nivel topográfico inferior al de cumbres en 200-300 m., a veces algo más, y otro en que se atenúan las diferencias. Este nivel no es el que la cobertera pliocena o las rañas pliocuaternarias establecen, sino un nivel más antiguo, previo a las fases de sedimentación recientes, que lo que han hecho es recubrir esta topografía anterior.

Así pues, esta trama morfoestructural cuyo resultado es una configuración de tipo apalachense, sin que asignemos una evolución morfogenética en sentido estricto a este término, presenta dos niveles topográficos fundamentales aunque con ciertas variaciones ya que, no son tan homogéneos como puede pensarse en principio. Resultan estas dos topografías de una diferencia en la dureza de sus componentes litológicos y de la configuración estructural en que se organizan y, según lo último que hemos señalado, los desniveles entre ambas superficies son al menos del Mioceno. Desde esa época, como mínimo, hasta la actualidad no ha habido penillanura, ni arrasamiento generalizado alguno, si es que en algún momento lo hubo.

### **3.2 LAS MESOFORMAS ESTRUCTURALES**

Repartidas por muchas o algunas de las morfoestructuras descritas y también relacionadas con factores petrológicos y tectónicos, aparecen otras formas estructurales, de menores dimensiones, en función de determinadas litologías. Así, pueden distinguirse mesoformas en el zócalo relacionadas con la erosión diferencial, formas graníticas, formas subhorizontales de la cobertera pliocena y formas volcánicas.

#### **3.2.1 Mesoformas de erosión diferencial en el zócalo**

Las diferentes litologías del zócalo son básicas para entender las grandes líneas del relieve, como se acaba de ver en el apartado de las morfoestructuras, pero también explican las formas de escala media, definibles como relieves de resistencia. Se trata pues de crestas, barras o resaltes que se diferencian por su fisonomía y naturalmente por su propia topografía destacada.

Geológicamente, estas crestas o resaltes son de cuarcita armoricana o del Tremadoc generalmente, aunque puede haber otros pisos geológicos que también destaquen por su composición areniscosa-cuarcítica. Ciertos resaltes calizos de la serie precámbrica en el anticlinal del Tirteafuera-Abenójar destacan más por la incisión fluvial de este río; su carácter es además muy localizado en el curso bajo del río Tirteafuera. Algo así ocurre con diferentes tramos areniscosos o conglomeráticos anteordovícicos.

Dentro de las formas más generalizadas en el territorio y que muestran un particular vigor se distinguen las crestas en cuarcita armoricana, las crestas en la cuarcita del Tremadoc y las crestas en roquedos supra-arenigienses.

Las crestas en la cuarcita del Arenig destacan sobre todos los demás elementos a media escala. Son barras rocosas que emergen del tapiz coluvial que los rodea y envuelve en todas las sierras de la comarca. Estas formas son relativamente homogéneas y monótonas. Esencialmente son flancos de los pliegues que poseen de un lado el frente, que se extiende menos superficialmente y que posee más



inclinación y por otro, el dorso que presenta las características opuestas. Estos rasgos pueden verse modificados localmente por la disposición estructural y por las matizaciones de elementos no estructurales de las crestas. Además, no siempre en la cresta afloran frente y dorso, sino que en muchos casos sólo uno de ellos emerge del manto de coluviones.

El buzamiento del flanco incide directamente en la forma de la cresta. Si es muy inclinado, se pueden originar barras muy erguidas, con escaso desarrollo espacial; si está muy tendido, pueden producirse crestas muy suaves, que se prolongan durante más recorrido y a veces con ondulaciones de varios kilómetros.

Las crestas poseen un aspecto ruiforme y caótico a escala detallada. Multitud de fracturas y diaclasas se entrecruzan y aíslan bancos y bloques rocosos que configuran formas acastilladas y quebradas. Desplomes, fenómenos de gelifracción, etc. contribuyen a conformar sectores caóticos de bloques y cantos desordenados y apilados en estas crestas.

En ciertos casos, la cresta se encuentra duplicada, apareciendo una franja menos destacada en medio, a modo de pasillo. En otras ocasiones, algunos estratos se encuentran en mitad de la ladera ofreciendo un resalte en la misma.

Las crestas modeladas en la cuarcita pardo-rojiza del Tremadoc presentan formas muy similares a las anteriores, aunque en líneas generales son menos abruptas y afiladas. En algunos sectores, poseen una compacidad parecida a la de la cuarcita armoricana e incluso localmente mayor extensión de afloramiento, sin embargo su fisonomía es más alomada y redondeada, careciendo en muchos casos de resaltes rocosos culminantes en sentido estricto.

Los resaltes labrados en roqueños supra-arenigienses no son, en sentido estricto, crestas, ya que tienen formas muy suaves y alomadas y apenas puede verse en las cumbres el material rocoso. Estas litologías pertenecen sobre todo al Arenig-Llanvirn, al Caradoc y a la base del Silúrico y son areniscas y cuarcitas, que resultan más resistentes que los materiales de las cuencas sinclinales en las que se integran. Suelen destacar, no sólo de estos materiales, sino también de los recubrimientos modernos que tapizan las depresiones. Estos lomazos o cerretes son menos frecuentes que los resaltes anteriores, ya que no tienen su continuidad.

En oposición a estas crestas y lomas de resistencia se encuentran formas deprimidas de zócalo relacionadas con la incisión fluvial que socava las litologías pizarrosas, sobre todo, apareciendo auténticas cárcavas en los tramos del Llanvirn-Llandeilo. Además, en las depresiones anticlinales aparecen mesas o llanos en la serie pelítico-grauváquica precámbrica, configurando con los anteriores los niveles topográficos deprimidos. Así pues, estas mesas y acarcavamientos se observan gracias a las últimas fases de erosión fluvial.

A una escala más detallada aún, hay que señalar la existencia de microformas centimétricas en las cuarcitas culminantes que muestran un aspecto arenizado y se desgranar o desagregan con facilidad. Pocetes de varios centímetros, resaltes con microcornisas de las mismas dimensiones, etc., son algunas de las formas que suelen verse en muchas de las cumbres cuarcíticas.

Las pizarras de las cuencas sinclinales, especialmente las del Llanvirn-Llandeilo, ofrecen muestras de alteración y, aunque no conforman microrrelieves especiales fuera de las cárcavas ya citadas, se desmenuzan con extraordinaria facilidad.

### **3.2.2. Formas graníticas**

Los escasísimos y poco extensos afloramientos de material granítico, tampoco se ven correspondidos por una significativa muestra de formas propias de estos roquedos. En los asomos graníticos del tramo bajo del río Tirteafuera y del medio del Quejigares apenas se distinguen del resto de los elementos morfológicos. En el afloramiento de Fontanosas, en el tramo bajo del río Quejigares, la extensión mayor permite una mejor visualización de estos materiales. A media escala puede interpretarse una forma de tipo alveolo, aunque muy condicionada por aparecer en una zona deprimida entre serrezuelas cuarcíticas y erosionada por el Quejigares y sus afluentes que drenan este sector. A una escala más detallada, sólo se ven bloques redondeados conformando "bolos", pero de escasa envergadura y significación.

### 3.2.3. Formas de la cobertera pliocena

Aunque hay afloramientos pliocenos de material detrítico en el sector de los Montes, no configuran en este sector formas de relieve diferenciadas.

#### CUADRO 1: Formación pliocena

**Localización:** Cubeta de Piedrabuena-Macizo de Valronquillo.

##### **Muestra de cantos:**

**Latitud:** 39° 02' 10" N.

**Longitud:** 0° 31' 20" W.(Meridiano de Madrid)

**Altitud:** 550 m.

##### **Muestra de arenas:**

**Latitud:** 39° 03' 45" N.

**Longitud:** 0° 34' 20" W.

**Altitud:** 570 m.

##### **Espectro litológico:**

Cuarcita ..... 100 %

##### **Espectro granulométrico (en mm.):**

20-39 ..... 15,5 %

40-59 ..... 40,5 %

60-79 ..... 18,5 %

80-99 ..... 9,5 %

100-119 ..... 7,0 %

120-139 ..... 5,5 %

+140 ..... 3,5 %

**Centilo:** 173 mm.

**Mediana:** 48,51 mm.

##### **Morfometría:**

**Índice de desgaste:** Clase modal ..... 200-249

Mediana ..... 222,72

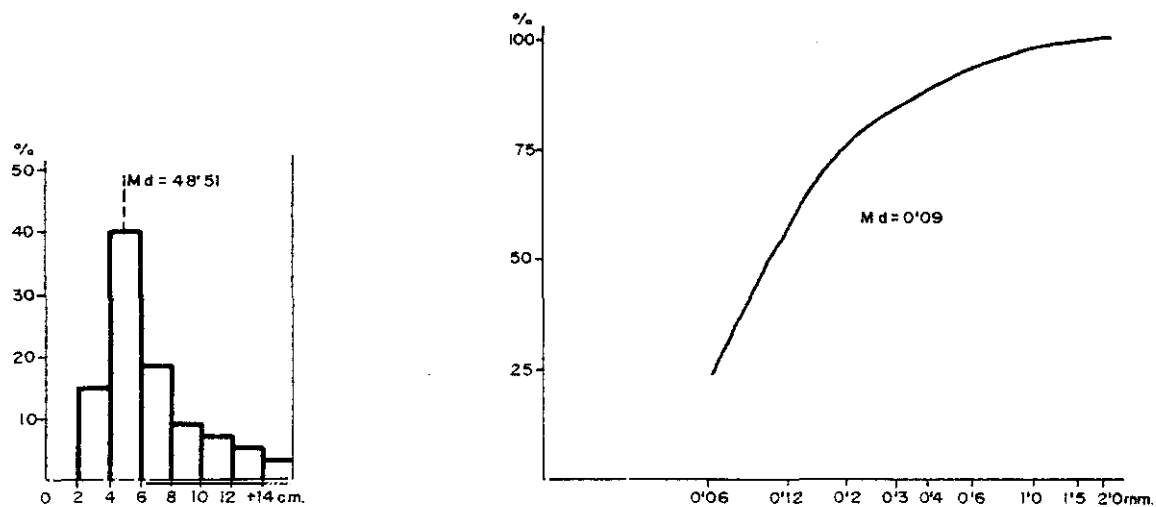
**Índice de aplanamiento:** Clase modal ..... 1,5-1,9

Mediana ..... 1,86

Estos afloramientos son más interesantes desde un punto de vista geomorfológico que desde un enfoque paisajístico. Las relaciones con otras formas de relieve y especialmente con las rañas hace que reseñemos aquí algunas de sus

FIGURA 18 CARACTERES SEDIMENTOLÓGICOS DE LA FORMACIÓN PLIOCENA

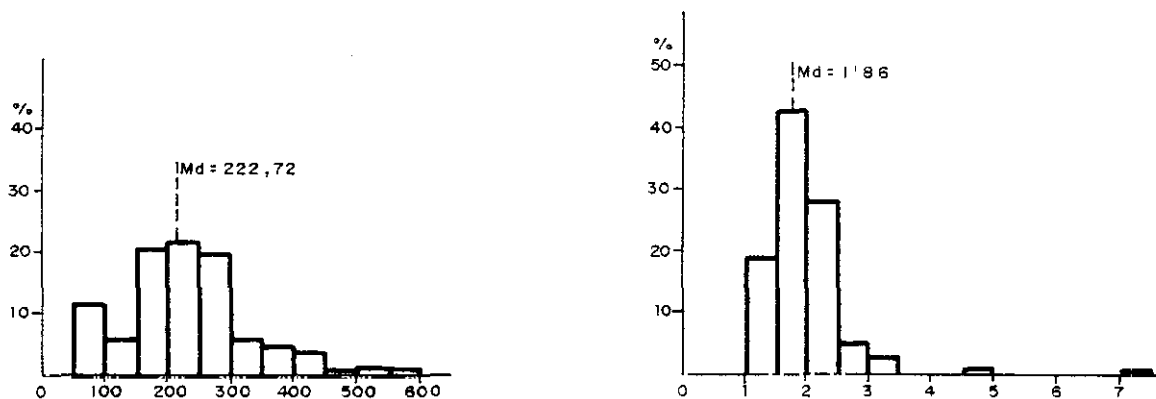
### GRANULOMETRÍA



Histograma de la fracción gruesa

Curva acumulativa de la fracción fina

### MORFOMETRÍA



Histograma de desgaste

Histograma de aplanamiento

características.\* El análisis sedimentológico de la fracción gruesa de este depósito detrítico, concentrada en lechos poco numerosos y discontinuos, muestra una litología exclusivamente cuarcítica y un espectro granulométrico altamente seleccionado en el que predominan los cantos de tamaño pequeño -entre 40 y 50 mm.- afectados por un notable desgaste, 220. Por su parte, la fracción fina, abrumadoramente mayoritaria, está constituida por arenas medias y finas -el calibre mediano es de 0,09 mm.-, cuya distribución granulométrica da una curva acumulativa de tipo hiperbólico. Así pues, estos caracteres parecen corresponder a un medio de borde de cuenca continental en el que se decantan los materiales transportados por cursos de agua de régimen no torrencial y con poca carga detrítica.

En el Campo de Calatrava, dada la amplitud de los afloramientos, su potencia y su relación con otros elementos morfológicos, se originan mesoformas más dignas de mención. En este sector, los diferentes pisos geológicos pueden agruparse en dos tramos a efectos morfológicos: uno inferior de características arcillosas, arenosas y otro superior, calcáreo. Esta diferencia es la que se traduce en dos tipos morfológicos: las vertientes y las mesas. Mientras el roquedo inferior se muestra menos resistente a la erosión, en el superior se establecen formas planas derivadas de la mayor resistencia a los procesos externos.

La estratificación prácticamente horizontal de estos sedimentos hace que las formas planas estén significativamente influidas por la estructura. Las pequeñas inclinaciones que algunos autores mencionan se han relacionado en este trabajo con deformaciones leves, ligadas al volcanismo, aunque ciertos investigadores implicaban en el proceso la existencia de fases tectónicas recientes. En cualquier caso, la casi horizontalidad de esta cobertera pliocena no conforma sino unas formas aplanadas de marcado carácter tabular, con diferencias morfológicas en función de la erosión fluvial y de la alternancia litoestratigráfica. Pueden distinguirse varias cuencas en relación con esas diferencias en el relieve y se pueden hacer coincidir con las morfoestructuras señaladas en el capítulo precedente.

---

\* Los análisis sedimentológicos, tanto de esta formación como de las rañas y de otros depósitos, pueden verse específicamente estudiados en J.L.García Rayego, 1985 y en J.L.García Rayego y J.Muñoz Jiménez, 1986.

En la depresión de Alcolea de Calatrava, en la que el material y las formas volcánicas abundan y la red fluvial es muy poco importante, la topografía de los sedimentos pliocenos no da más que llanadas, a veces levemente incididas y accidentadas, desde luego, por las manifestaciones volcánicas. Sólo al Norte de Valverde, un pequeño cerrete resalta del nivel topográfico de la depresión; este resalte constituido por calizas apunta exactamente la relación de la morfología con la diferenciación litoestratigráfica. Sin embargo, los aparatos volcánicos cercanos con coladas, cráteres de explosión, cabezos, etc. enmascaran uno de los escasos resaltes calcáreos del Plioceno en esta cuenca y no permiten que cobre suficiente entidad morfológica.

En la cuenca de Corral de Calatrava, pese a que las rañas cubren extensas zonas, se localizan las formas de la cobertera calcárea mejor definidas. Al Norte y al Noroeste de la propia población de Corral se observan "cerros testigos" y mesas de pequeñas dimensiones, coronadas por el tramo calizo blancuzco del Plioceno y con unas laderas de material más arenoso-arcilloso rojizo, que en ciertas partes se encuentran acarcavadas. La mayor capacidad de los afluentes del Guadiana que proceden de las sierras vecinas es el origen del resalte topográfico de estos cerros calcáreos. Estos cursos, se han encajado en las rañas que se extienden al pie de las elevaciones y, constituyen una red de drenaje suficiente como para llegar al centro de la cuenca y disecar los sedimentos pliocenos, dejando en resalte los estratos más duros.

De este modo es la organización de la red fluvial la causante inmediata de la aparición de estas formas de cobertera en el neógeno arcilloso-calcáreo, y es la ausencia de una red fluvial similar la que impide que estos relieves se configuren en otras cuencas.

En la depresión de Argamasilla de Calatrava la cobertera, que ocupa también una superficie extensa, ha sido escasamente desmantelada, ya que el río Tirteafuera, que recorre esta cuenca de Este a Oeste, posee en este tramo una escasa potencia excavadora. Los arroyos afluentes de este río son bastante escasos, influyendo en este caso muy posiblemente que el nivel de base local fluvial sea muy superior (660 m.) al de la cuenca de Corral, donde el Guadiana circulaba a unos 550 m. Sólo se





FOTO 19: Mesas en las calizas del Plioceno y taludes en las arcillas y margas. Cuenca sinclinal de Corral de Calatrava.



FOTO 20: Corte en la formación pliocena detrítica en la Cueva de Piedrabuena. Arriba, la raña.

aprecian suaves vaguadas y el leve encajamiento del Tirteafuera, predominando así las llanadas accidentadas por los aparatos volcánicos y algún lomazo sobre roquedo precámbrico, como el de Valdelobos.

#### **3.2.4. Formas volcánicas**

El volcanismo, como ya se ha señalado repetidamente, se desarrolla en el sector oriental, donde da una especial personalidad geomorfológica al Campo de Calatrava, aunque en el sector de los Montes no está totalmente ausente.

Las manifestaciones volcánicas se localizan agrupadas en una franja de dirección Noroeste-Sureste, siguiendo líneas de fractura de esta dirección. El límite Oeste de la banda donde más aparatos se encuentran sería la línea que uniera Piedrabuena y Puertollano y el límite oriental lo constituiría la que enlazase Fernancaballero y Almagro. Tanto al Oeste como al Este de esta banda central, existen centros volcánicos, pero con una densidad muy inferior. Esta franja fundamental atraviesa distintas morfoestructuras del Campo de Calatrava y matiza con sus formas volcánicas las unidades ya explicadas. En la depresión anticlinal de Alcolea-Picón, la cuenca sinclinal de Corral de Calatrava, el Macizo de Calatrava y las Sierras de Almagro, la multitud de asomos y formas volcánicas y la variedad de las mismas es realmente notable llegando, en ciertos sectores de algunas de estas morfoestructuras, a predominar sobre el resto de los elementos morfológicos.

Las formas volcánicas están estrechamente relacionadas con los factores internos que las motivaron y las características de éstos, principalmente el tipo de erupción y la composición del magma, que se encuentran también estrechamente ligados. Naturalmente, habrá que tener en cuenta también el volumen de material emitido y, aunque de menor importancia, la inclinación de la chimenea, la dirección de los vientos dominantes, la topografía preexistente, etc.

Teniendo en cuenta los factores anteriores, las formas volcánicas se pueden agrupar en relieves de destrucción y relieves de acumulación o de construcción.

Las formas de destrucción son las que están asociadas a las depresiones craterianas, que se corresponden con un mecanismo eruptivo explosivo violento. Su

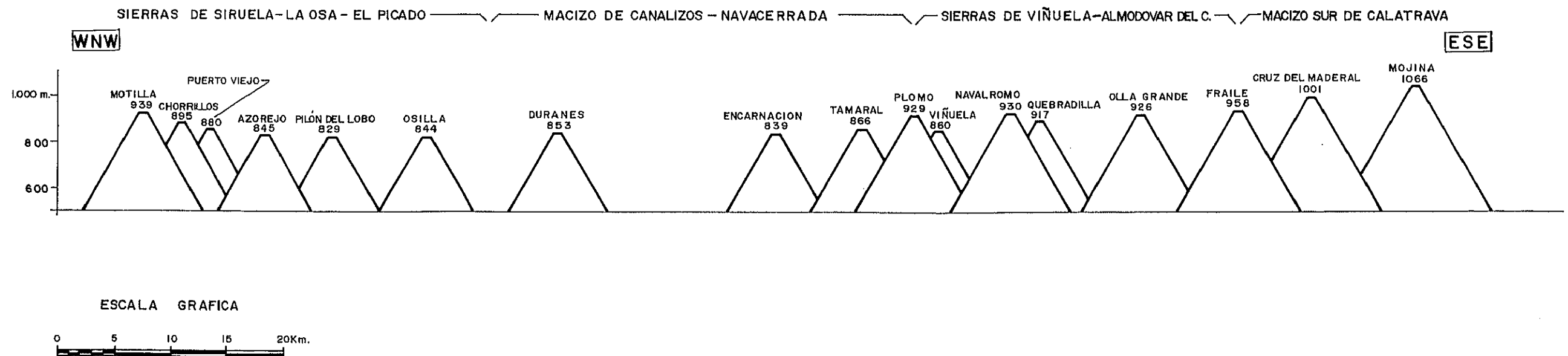
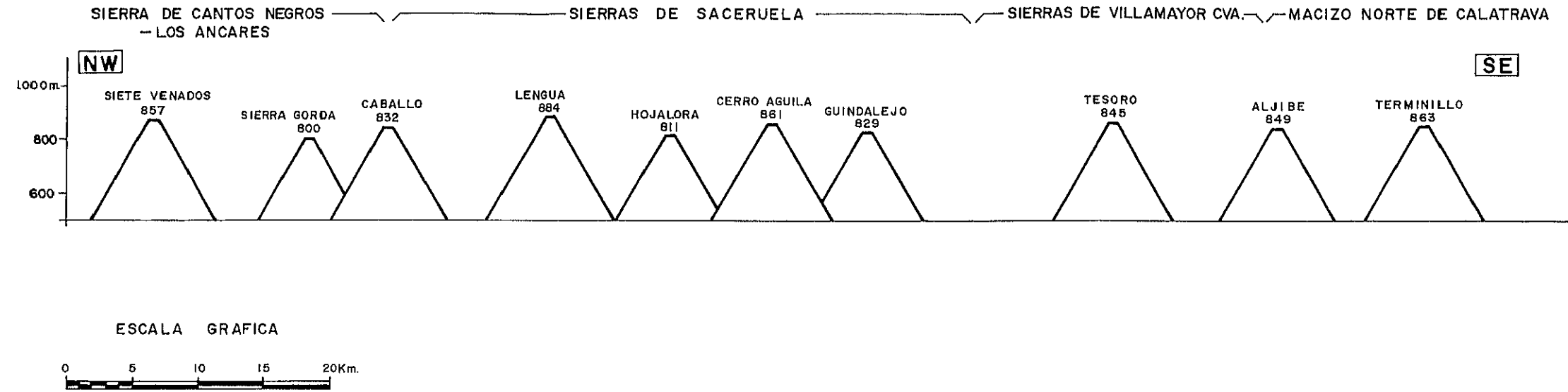


origen hay que buscarlo en las interacciones del magma con acuíferos fundamentalmente (E.Ancochea, 1983), aunque también se ha mencionado un posible exceso de gas carbónico que podría determinar el mismo resultado. En cualquier caso, la aparición de estos cráteres de explosión es muy frecuente y se registra tanto en depresiones como en plenas sierras. En éstas pueden destacarse algunos de los cráteres más espectaculares, dentro de la modestia del fenómeno volcánico calatravo. Las lagunas de Michos al Norte de Abenójar, la de Fuentillejo al Sur de Valverde, la de Alcolea y el conjunto de lagunas de las Sierras de Aldea del Rey (Carboneras, Lomillos, etc.) son posiblemente los mejores ejemplos de estos cráteres de tipo "maar". En las depresiones son también muy numerosos, como los de la depresión de Alcolea y sobre todo en el área Ciudad Real-Poblete, donde abundan extraordinariamente. En este caso, los efectos en el paisaje resultan menos vistosos que en los ejemplos serranos. Las depresiones craterianas desarrolladas en llanos y cuencas son más suaves y más amplias, mientras que las establecidas en las sierras resultan algo más profundas y reducidas de diámetro. En líneas generales, las dimensiones del diámetro oscilan en torno a medio kilómetro y la profundidad puede alcanzar unas pocas decenas de metros. Ocasionalmente, estos maares contienen agua pero en general se encuentran desecados. No todas las áreas endorreicas o lagunas desecadas han de relacionarse con el volcanismo: mientras algunas son inequívocamente volcánicas como las citadas anteriormente, en otras no está claro su origen ya que en muchos casos no aparecen materiales volcánicos en las inmediaciones. Efectivamente, en las proximidades de estos cráteres no todo el material que se encuentra es de tipo volcánico, habiendo sido caracterizado como hidromagmático o como oleadas piroclásticas, en los que se mezclan materiales volcánicos con los infrayacentes o interestratificados en los volcánicos, aportaciones detríticas o incluso carbonataciones, etc.

Los relieves de acumulación presentan mayor variedad y en muchos casos, las formas volcánicas elementales se muestran agrupadas en un mismo aparato.

Los volcanes que ofrecen la conjunción de cono y coladas son muy abundantes y muy característicos del Campo de Calatrava, siendo expresivos de una evolución de mayor fluidez a mayor viscosidad en sus materiales. Son los más

Figura 17 Alturas de las sierras y macizos al Sur del río Guadiana



típicos cabezos o cerros, que destacan a veces 60 u 80 m. de la topografía circundante, compuestos de una masa de piroclastos soldados entre sí en ocasiones y que no poseen cráter actualmente. De estos cabezos parten las coladas, formas llanas que en algunos casos han quedado colgadas por la acción fluvial, como en el volcán de Piedrabuena, uno de los más ilustrativos ejemplos de este tipo de morfología volcánica. En este aparato, las coladas que se extendieron al Oeste y Sur recorren varios kilómetros y tapizan una buena parte de la cubeta sinclinal. Al fondo, en el sector Norte, emerge el cabezo a 780 m. de altura, destacando unos 80 ó 100 m. de la colada y cerca de 200 m. de la altura del núcleo de población de Piedrabuena, que se instala al final de la corriente de lava. Junto al pueblo, aparece otro centro emisor, con una pequeña extensión de lava que configura una loma achatada y baja que recubre una extensión muy reducida si la comparamos con el gran afloramiento principal, uno de los más amplios de todo el campo volcánico.

El "Cerro Santo" de Porzuna también ofrece formas similares y, en la depresión de Alcolea de Calatrava, los de Arzollosa, Las Animas y Juan de la Puerta, salpican el fondo y hacen que predominen sus fisonomías en esta depresión estructural. En la cuenca sinclinal de Corral de Calatrava, el Cabezo Segura es otro importante ejemplo de aparato volcánico compuesto por un cono y varias coladas, aunque en este caso éstas son más cortas y hay dos centros de emisión de material volcánico.

Una variedad de este tipo de aparatos con evolución mixta o compleja la representan aquellos volcanes que, además de poseer coladas y acumulaciones de piroclastos, conservan la forma de cono con su cráter relativamente claro; este es el caso de los volcanes de Peñarroya y de Yezosa. En el primer caso, el aparato de Peñarroya, al Sur de Alcolea, surge en mitad de la sierra cuarcítica del Tremadoc y ha extendido coladas en varias direcciones y el edificio culminante aparece como una acumulación de piroclastos enrojecidos, que llega a 812 m. en su parte Norte y a algo menos en el Sur, quedando en medio una depresión crateriana relativamente nítida. El volcán de Yezosa, cercano a Almagro, es uno de los aparatos más extensos y altos del Campo (858 m.); las coladas, diversas y que se extienden varios kilómetros, sobre todo hacia el Sur, parten de un edificio notable y que conserva el



**FOTO 24: Cono volcánico de Peñarroya con la depresión crateriana en el centro. Sierras de Alcolea de Calatrava.**



**FOTO 25: Cráter explosivo de Alcolea de Calatrava en las sierras del mismo nombre.**

cráter entre las acumulaciones piroclásticas (una cantera explotada desde antiguo deja ver la inclinación de estos materiales de proyección).

Otra forma volcánica, de más reducida expresión superficial y menos abundante, es la de los apilamientos escoriáceos o piroclásticos sin coladas o de reducidísimas dimensiones. También se les da el nombre de cabezo, significativo igualmente de su topografía de cerro de formas suaves. El volcán de Picón y los de Cabeza Parda y la Atalaya en las cercanías de Villar del Pozo son muestras de estos cabezos de material de proyección.

En otros puntos de emisión, por el contrario, sólo ha habido una erupción de lava bastante viscosa que no se ha extendido mucho y que forma unos pequeños pitones. Son pequeños relieves pero algo más abruptos y empinados que los cabezos, a los que se da el nombre de "castillejos". Ejemplo de este tipo de formas pueden verse en el Macizo de Valronquillo, algunos casi en el contacto (El Castaño) con la cuenca sinclinal del Guadiana y otros incluso en el piedemonte de ésta, como los del Berrueco y Junquillo.

Como se ve, hay una gran variedad de formas volcánicas y una multitud de ejemplos. Como expresión de la importancia de los afloramientos volcánicos, sirva el señalar que F.Hernández-Pacheco contabilizó en su clásico trabajo de 1932 algo más de 100 volcanes, y que E.Ancochea en 1983 señalaba unos 170, cifra que -según él mismo- unos años después se quedaba corta con los nuevos reconocimientos que se seguían haciendo. Posiblemente, habrá alrededor de 200-250 manchas o manifestaciones volcánicas, muchas de las cuales se unen entre sí dificultando la individualización cartográfica. Este campo, salpicado de una multitud de formas volcánicas, no sólo tiene importancia morfológica por éstas y su predominio absoluto en determinados sectores. También este fenómeno ha influido indirectamente en otras formas del relieve del Campo de Calatrava.

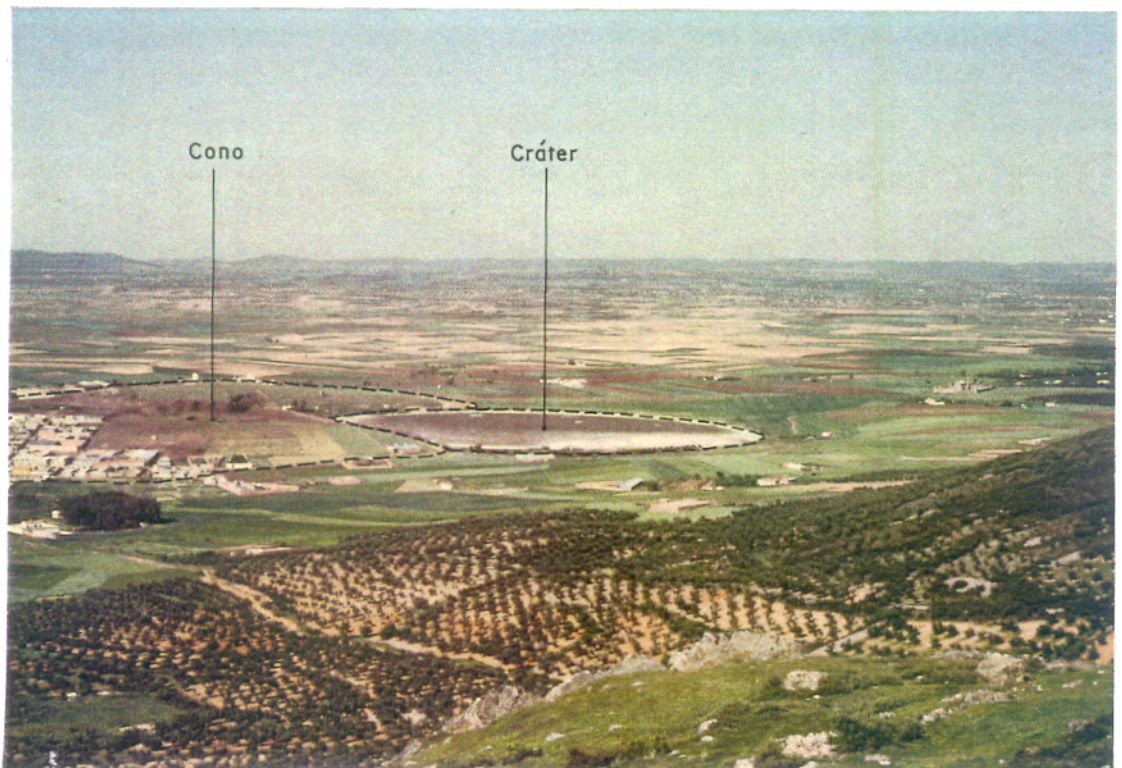
Según algunos autores, las ligeras ondulaciones de los sedimentos pliocenos vendrían originadas por el proceso volcánico y no por posibles fases tectónicas pliocenas, que no serían necesarias aludierdo a este factor. Por otra parte, la desviación del curso de ciertos ríos, como el Jabalón cerca del volcán Columba, parece claramente motivada por la extensión de las coladas de este aparato.

En lo que no parece haber influido es en la organización general del relieve, ni el fenómeno volcánico, ni el proceso tectónico que pudiera haberlo causado. Es decir que no hay un trastocamiento de las morfoestructuras que ya se explicaron detenidamente y que no parecen haber sido afectadas.





**FOTO 26: Cráteres explosivos de las Carboneras en el Macizo Norte de Calatrava.**



**FOTO 27: Cono y cráter explosivo en Almodóvar del Campo. Al fondo, llanadas en las margo-calizas del Plioceno. Depresión anticlinal de Argamasilla de Calatrava.**

**ABRIR CONTINUACIÓN CAPÍTULO II**

